

Bedeutung der Moränen

In den Tälern sind vier Phasen nacheinander vorgekommen:

1. Die historische Kaltphase, zwischen 1600 und 1850. Nach SCHNEEBELI und RÖTHLISBERGER (1976) sind die Klimaschwankungen bis 8000 v.H. ungefähr die gleichen gewesen, es handelt sich um $+1^{\circ}$ oder -1° C.

2. Eine mittlere Phase, mit Ausdehnung der Gletscher bis Stalden — Kalpetran, Gruben, Ayer, Hérémence, Tordin. Die Lage der Gletscherzungen ermöglicht die Kältung auf ungefähr 2 bis $2,5^{\circ}$ C zu schätzen. Während diesem Stadium sinkt die Schneegrenze etwa 500 M im Wallisergebiet. Diese Phase habe ich mit der Daunphase von BURRI im Val de Bagnes parallelisiert.

3. Eine Kaltphase mit Vorstossen der Gletscher bis Visp unterhalb Ergisch, Fang, Vex, Beuson. Nach V. MARKGRAF (1969) und BIELER (1975) wäre die Temperatur um $2,5$ bis 3° C gesunken. Dieses Stadium wurde dem Dryas III zugetraut im Vergleich zu der Göschenenphase im Reusstal (ZOLLER et al. 1966).

4. Ein maximaler Vorstoss bis in das Haupttal, mit Stauungen oberhalb der Mündungen (Val d'Anniviers). Der Vispergletscher befindet sich ungefähr beim Schuttkegel des Ilgraben. Der Anniviersgletscher stösst bis Chalais, der Herensgletscher bis Ecône. Die Gletscher der kleinen Täler (Turtmann, Réchy und Nendaz) sind mit den Hauptgletschern verknüpft, wie es die Rundhöcker bei Ems und Mayens de Sion beweisen.

Diese Phase habe ich dem Dryas II im Vergleich mit dem Aargebiet (SCHLÜCHTER, 1976) zugetraut. Die Schneegrenze befand sich ungefähr 2150 M hoch und die Temperatur sank um 5° C.

ABSTRACT

PALEOGEOGRAPHIC IMAGE OF THE ALPINE GLACIERS IN VALAIS, SWITZERLAND, BETWEEN 15 000 BP AND OUR DAYS

The studied region is located in the canton du Valais, Switzerland, and covers about 2000 sqkm. It runs from the crest of the Alps (Italian border) to the Rhone river and involves the three main southern tributaries: Zermatt and Saas Vispas, Navisence, Borgne rivers. The significance of the morainic deposits lying within these and the Rhone valleys were studied in order to form a paleogeographic image of the late and post-würmian readvances in this Alpine region.

Four different stages were mapped and they enabled us to draw maps of four glacier readvances.

1. The «Historical stage» (Little ice Age) shows readvances within 500 and 2000 m of to-days'ice limits.

2. A stage corresponding to deposits inside the valleys at an altitude of about 1000 m.
3. A lower stage, still inside the valleys, close to the confluence at an altitude of about 700 to 800 m.
4. Finally, deposits outside the valleys show a longer and more important readvance down to the Rhone valley, with formation of dammed lakes.

These four readvances were correlated to the following periods:

- Highermoraines: between 1850 and 8000 BP.
- Medium morainic deposits: Daun \sim 9500 BP.
- Lower moraines: Dryas III \sim 10 200 BP.
- Deposits outside the lateral valleys: Dryas II about 11 500 BP.

I. BUT ET METHODES

L'histoire du quaternaire est extrêmement complexe, preuve en est qu'au cours des dernières décennies, la durée a passé de quelque 600 000 ans à plus de 2 millions d'années. Actuellement les recherches dans le domaine péri-alpin portent essentiellement sur la marge la plus récente, les périodes du tardi-glaciaire, soit les dix derniers millénaires et sur le tardi-würmien qui ne couvre que les derniers quinze mille ans avant le présent.

Nous avons tenté de débrouiller l'histoire des fluctuations des glaciers dans le domaine alpin situé au sud du Rhône entre Viège et Aproz et de combler une lacune des connaissances tant géographiques quant à la localisation des phénomènes, qu'historiques quant à leur paléogéographie.

1. Introduction

Ce travail constitue une tentative de reconstitution paléogéographique des réavancées glaciaires entre 13 000 AP³ et nos jours. Grâce aux éléments morphologiques présents dans les vallées valaisannes au sud du Rhône, une série de cartes des stades de récurrence ont pu être

³ AP: Avant le présent (en anglais B.P., before present), abréviation internationale permettant de dater les phénomènes par rapport à l'époque actuelle. En général, pour les datations au C₁₄, le présent se situe en 1950.

établies. Les dépôts ont été cartographiés au 1 : 25 000 d'abord, puis reportés sur les cartes d'ensemble au 1 : 100 000 dont les réductions accompagnent ce texte.

Il faut naturellement rester extrêmement prudent dans l'interprétation de ces résultats, les différents stades n'étant datés ni par des méthodes absolues ni par des diagrammes polliniques. Les critères utilisés sont uniquement d'ordre stratigraphique et morphologique: limites des fronts actuels des glaciers et leur étendue, position altimétrique des moraines antérieures, liaison possible au plan géométrique et, lorsque cela est possible, origine et morphométrie du matériel qui renseignent sur les modes de transport et de dépôt.

Dans l'évolution actuelle des études sur le Quaternaire valaisan, ce travail complète les études récentes, détaillées et ne traitant que de régions limitées. Notre but a été de tenter une reconstitution globale sur une région couvrant quelque 2 000 km². Il s'ensuit que nous restons tributaires, dans les datations, de raisonnements de types comparatifs et corrélatifs sujets à caution. D'autre part, la surface cartographiée ne permet pas un travail de détail comparable à ceux réalisés par les Universités de Berne (carte au 1 : 2 000 de Grindelwald, MESSERLI et al. 1975) ou de Zurich (RÖTHLISBERGER, 1976; SCHNEEBELI, 1976). En dépit de ces lacunes, il nous semble tout de même intéressant de proposer une série de cartes de synthèse. Ce type d'étude pas encore entrepris pour les Alpes valaisannes dans leur ensemble, a été commencé dans la région des Drances (BURRI, 1974) et il peut être utile de l'étendre à l'ensemble du Valais et des Alpes.

C'est probablement du rapport dialectique de ces deux échelles d'investigation, micro- et macro- analyses, que surgira, d'ici quelques années, une vision plus juste de l'interprétation stratigraphique et de l'évolution morpho-climatique du Valais en particulier et des Alpes en général.

Certains points d'intérêt particulier sont mis en évidence par ce travail (Vissoie, Fang dans le Val d'Anniviers, Stalden dans la vallée des Vièges ou Ergisch - Eischoll sur le versant de Rarogne). C'est là que doivent se poursuivre les études de détail qui confirmeront ou infirmeront les modèles proposés.

L'extension des glaciers a permis de reconstituer certaines limites paléoclimatiques, notamment la limite des neiges persistantes au cours des différents stades. Ces valeurs ont été comparées avec les données d'autres régions et avec les conditions actuelles. Dans le domaine climatique, les travaux de BIELER (1975) ainsi que ceux de

BEZINGE (1972) nous ont été utiles. Ces reconstitutions doivent être traitées avec prudence : les données de base (activité glaciaire) sont sujettes à caution et les conditions climatiques (températures et surtout quantité de précipitations) n'ont probablement pas fluctué linéairement ni parallèlement par rapport aux conditions actuelles. Il faut donc considérer ce travail comme un modèle d'explication, aussi plausible que possible, et non comme une certitude.

2. Cadre géographique

La région qui fait l'objet de ce travail s'étend de la frontière italo-suisse jusqu'à la vallée du Rhône. Il s'agit de toute la zone pennine située au sud du Rhône et correspondant en partie à ce que les géographes, ONDE (1952, 1953) et VEYRET (1968) en particulier, ont appelé la section Sud du Valais central. La Vallée du Rhône à partir de Martigny peut être divisée en deux zones distinctes: l'une, le Valais central, de Martigny au cône de déjection de l'Ilgraben - Bois de Finges, l'autre, le Valais alémanique, qui comprend la région allant du Bois de Finges à Brigue. Ces deux zones diffèrent du point de vue morphologique. La partie aval est constituée par une large vallée en forme d'auge, rectiligne, à fond alluvial plat sans accident topographique majeur jusqu'à la «Tomalandschaft» de l'éboulement interglaciaire de Sierre. A l'amont de la zone de Finges, l'aspect de la vallée change, elle devient plus étroite, plus tortueuse aussi, et les cônes de déjection occupent une grande partie de la surface du fond alluvial de la plaine. Le cours du Rhône lui-même, de rectiligne et totalement endigué en aval et en amont, retrouve un aspect de cours d'eau sauvage dans le seuil qui sépare les deux parties.

La vallée des Vièges

Les Vièges constituent, avec la Borgne du val d'Hérens, un cours d'eau de premier ordre selon les critères de GERBER (1959). Elles se divisent, à hauteur de Stalden, en deux: une Viège de Saas venant du sud-est, une Viège de Saint-Nicolas venant du sud-ouest. Le bassin de réception de cette vallée forme un immense triangle de 30 à 40 km de côté qui se termine en pointe dans la région de Viège. Avec une surface d'environ 800 km² il est l'un des plus importants du Valais. C'est la seule vallée qui débouche dans la plaine du Rhône de plain-pied, sans gradin ni seuil de confluence. Il semble que l'érosion glaciaire soit

responsable de ce phénomène: lors des phases d'englacement maximales, le glacier des Vièges devait avoir un volume et un pouvoir d'érosion aussi grands que ceux du glacier du Rhône.

La région drainée par les Vièges est la plus élevée de celles qui alimentent les affluents au sud du Rhône. Elle atteint 2470 m d'altitude moyenne avec les sommets les plus hauts de Suisse: Weisshorn 4 505 m, Dôme des Mischabels 4 555 m, massif du Mont Rose à la frontière italo-suisse 4 636 m. Cette altitude élevée, avec des sommets à plus de 4 500 m, est responsable du taux d'englacement encore actuellement très élevé pour cette vallée, soit quelque 36 % de la surface totale.

A l'aval de Viège, sur le versant gauche de la vallée du Rhône, un vaste balcon d'une dizaine de kilomètres de longueur, de quelque 500 à 1500 m de largeur comprenant Bürchen - Unterbäch - Eischoll - Ergisch, est appelé l'*Envers de Rarogne*⁴. Il est constitué par des alluvions fluvio-glaciaires accrochées au versant entre 1 000 et 1 200 m d'altitude, et dominé par un vaste cirque entaillé par une série de ravins profonds et encaissés.

Le Val de Tourtemagne

Plus à l'ouest débouche le val de Tourtemagne, étroite vallée rectiligne creusée par un glacier issu du versant occidental du massif du Weisshorn. D'une altitude moyenne également très élevée, 2 640 m, cette vallée présente un bassin de réception de deuxième ordre. Elle est beaucoup plus courte que la précédente, avec quelque 25 km seulement de longueur et n'atteint pas le faite des Alpes. Monde clos, elle n'est accessible, encore actuellement, que par une mauvaise route et n'est pas habitée toute l'année dans sa partie élevée.

Le Val d'Anniviers

En face de Sierre s'ouvre une vallée plus importante, le val d'Anniviers. Il présente un schéma tout à fait comparable à celui de la vallée des Vièges, se divisant à hauteur d'Ayer - Vissoie en deux vallons distincts: le val de Zinal et le val de Moiry. L'altitude moyenne, de 2 365 m, quoique légèrement inférieure à celle des Vièges est également responsable du taux d'englacement élevé puisqu'il est près de 17 %. Les sommets qui dominent les villages du fond sont tous d'une altitude respec-

⁴ Rarnerschatterberge, selon l'expression locale.

table: Zinalrothorn 4 221 m, Obergabelhorn 4 063 m, Weisshorn 4 505 m, Grand Cornier 3 962 m, Dent Blanche 4 357 m. Cette vallée débouche dans la vallée principale par un seuil de 200 m de hauteur environ, profondément incisé par une gorge de raccordement extrêmement étroite. Le glacier n'avait pas une importance et un volume comparables à celui des Vièges lors des maxima, d'où ce dénivellement de la vallée confluyente.

Le Vallon de Réchy

En aval de Sierre, entre les vallées d'Anniviers et d'Hérens, un court vallon entaille le versant: le Val de Réchy. Constituant un bassin de troisième ordre, long de quelque 10 km, cette vallée de 26 km² présente un profil très tendu et joint deux grands cirques emboîtés l'un dans l'autre. Bien qu'elle n'atteigne pas la ligne de faite des Alpes, cette vallée a une pente très forte.

Des replats sont séparés les uns des autres par des verrous-barres. Le profil très tendu et ces seuils successifs permettent de délimiter trois replats principaux à 1 000, 1 700 et 2 150 m d'altitude. Ce profil explique que l'habitat dans le vallon ne soit que temporaire et que l'accès aux alpages ne soit possible qu'à pied ou par des chemins à peine carrossables.

Si les glaciers ont laissé des traces d'érosion et d'accumulation par le passé, actuellement, du fait de l'altitude absolue relativement basse des sommets (Mont Bonvin 2 444 m, Mont Noble 2 654 m, Roc d'Ort-siva 2 816 m, Becs de Bosson 3 148 m), le taux d'englacement est nul.

Le Val d'Hérens

Troisième grande vallée, le val d'Hérens constitue un cas intermédiaire entre le val des Vièges et le val d'Anniviers. Avec un réseau hydrographique de premier ordre, atteignant également le faite des Alpes et la frontière italo-suisse dans la région du Mont Collon, cette vallée se divise d'abord à Euseigne où confluent le val des Dix et la vallée d'Evolène, puis dans la région des Haudères, avec la confluence de la vallée de Ferpècle et du val d'Arolla. L'altitude moyenne n'est que légèrement plus basse que dans la zone Zermatt-Tourtemagne-Anniviers: 2400 m contre 2470 m. Les sommets élevés de plus de 4000 m se réduisent ici à la seule Dent Blanche; mais en dépit de cette absence de sommets élevés, le taux d'englacement reste très important puisqu'il est de 22 %. Le débouché de cette vallée dans celle du Rhône, comme pour le val d'Anniviers, montre un seuil de 100 m de haut, que les routes franchissent également par des lacets.

Entre le débouché des vals d'Hérens et de Nendaz, le versant de la vallée du Rhône présente un aspect topographique analogue à celui de l'«Envers de Rarogne». C'est la zone entre Thyon-Les Collons-Mayens de Sion-Condémines près d'Isérables. Cependant il ne s'agit pas ici d'une terrasse du type fluvio-glaciaire ou glacio-lacustre comme le cas de l'Envers de Rarogne, mais d'un versant de roche en place couvert seulement par quelques lambeaux morainiques, qui a été en grande partie laissé en forêt. Le taux d'occupation du sol est plus faible que celui de la zone de Bürchen-Unterbäch-Eischoll-Ergisch.

Le Val de Nendaz

Le val de Nendaz présente des altitudes moyennes et absolues (respectivement 1840 m et 3340 m) nettement inférieures à celles de toutes les vallées latérales au sud du Rhône. On s'éloigne en effet de la zone de la nappe de la Dent Blanche pour entrer en pleine zone du Grand-Saint-Bernard. Les sommets ici n'atteignent plus que 3000 à 3500 m d'altitude, et l'altitude moyenne s'en ressent; il en est de même pour le taux d'englacement qui dans le val de Nendaz est extrêmement faible en comparaison des vallées voisines, puisqu'il n'est que de 10 %.

Les surfaces de diverses régions sont de l'ordre de 800 km² pour la vallée de Zermatt, de 400 pour la vallée d'Hérens, de 250 pour le val d'Anniviers, d'une centaine pour le val de Tourtemagne et de 70 pour le val de Nendaz. Nous n'avons pas fait les calculs pour les versants des interfluves, l'Envers de Rarogne ou la zone des Mayens de Sion. On peut en effet rattacher ces versants à l'une des deux vallées voisines.

Le coefficient de dissection, donc la massivité des trois vallées donne des valeurs à peu près identiques, comprises entre 58 pour les Vièges et 56 pour Hérens; le val d'Hérens regagne partiellement sur Zermatt, en massivité, ce qu'il avait perdu en altitude moyenne. Cette remarque permet de comprendre pourquoi les vallées ont un taux d'englacement très voisin et pourquoi la taille des bassins et les variations climatiques sont les facteurs principaux influant sur les variations de position des fronts des glaciers.

3. Le climat valaisan, facteur explicatif de l'englacement

Du point de vue climatique, ces zones du Sud du Rhône, situées en plein cœur des Alpes jouissent de conditions très particulières. D'une part le gradient thermique relativement fort en été, de l'ordre de 0,6° à

0,65°/100 m, est abaissé en hiver, en grande partie du fait des inversions de température. Les zones élevées bénéficient de conditions thermiques relativement favorables, ce qui fait mieux comprendre que certains villages, comme Chandolin à 2000 m d'altitude, ou Saas Fee à 1800 m, aient été très tôt habités toute l'année. D'autre part, la situation très interne à l'arc alpin met ces vallées à l'abri des tempêtes d'Ouest, et de ce fait cette région connaît une sécheresse exceptionnelle en Suisse. La carte d'UTTINGER (1949) pour la période de 1900 à 1940 montre que toute la vallée du Rhône constitue la région la plus sèche du territoire helvétique, avec, dans certaines de ces vallées, comme la région comprise entre Grächen, Stalden et Saint-Nicolas, un pôle de sécheresse encore plus marqué. Il tombe en effet moins de 60 cm d'eau par année en moyenne dans la région de Riddes à Varone, et moins de 55 cm dans la zone de Stalden pourtant située à plus de 800 m d'altitude. Dans certaines vallées, le gradient pluviométrique présente des anomalies frappantes. Ainsi Zermatt, à plus de 1600 m d'altitude, ne reçoit que 71 cm d'eau par année; comparée aux quelque 160 cm à même altitude sur des régions situées au Nord du massif préalpin, cette valeur montre à quel point la sécheresse se fait sentir.

Les influences météorologiques déterminant le climat en Valais peuvent se résumer à trois situations:

1. L'arrivée des courants d'Ouest avec vents humides provoque en Valais des précipitations d'assez faible importance, du moins dans la vallée du Rhône et sur les premiers versants la dominant au Sud. La barrière préalpine, en effet, joue le rôle de barrage et un phénomène de föhn du Nord se fait sentir.

2. Il en est de même pour les courants perturbés venant du Sud et du Sud-Ouest qui déterminent sur la crête des Alpes d'assez fortes précipitations liées au föhn; mais cette abondance, si elle influence les masses de précipitations (neiges abondantes à 3000-3500 m), ne pénètre pas à plus de deux à trois km de la crête, ce qui met les hautes vallées à l'abri. Ce phénomène explique partiellement la sécheresse dans la section haute des vallées, notamment au sud d'une ligne allant de Saas Fee-Zermatt-Grimentz-Evolène.

3. Les vents d'Est déterminent en Valais un temps sec et froid. Les situations d'Est liées aux hautes pressions continentales sont cependant relativement rares.

Du point de vue des températures, la vallée du Rhône et les vallées latérales présentent également une anomalie positive favorable, anomalie qui a été utilisée à des fins touristiques (Sierre, cité du Soleil par exemple) et économiques: le Valais possède les vignobles les plus hauts d'Europe: dans la région de Stalden-Törbel, la vigne monte jusqu'à plus de 1000 m d'altitude.

Le nombre d'heures d'ensoleillement réel en Valais est parmi les plus élevés de Suisse et des Alpes. La nébulosité étant faible, les précipitations rares, l'ensoleillement peut donner en plein. Un autre élément joue un rôle capital dans le climat valaisan: la position des versants, leur exposition. Le phénomène adret/envers joue en effet comme dans toutes les autres vallées alpestres. Mais, en ce qui concerne les vallées au Sud du Rhône, il est fortement compensé par le fait que ces vallées sont en gros orientées Sud-Nord, et que par conséquent les deux versants sont relativement bien exposés pendant la journée, leur ensoleillement étant presque égal. Du point de vue du bilan glaciaire, les versants W sont cependant défavorisés, l'exposition au couchant étant plus favorable à la fonte que les versants opposés.

4. Sources et méthodes

a. Cartes

La première source d'information est représentée par les cartes et études géologiques publiées sur la région, principalement les cartes de BEARTH (1953-1964). Généralement ces cartes distinguent seulement les moraines anciennes et celles qui datent des crues historiques. Dans les moraines plus anciennes, les principaux vallums sont cartographiés. Il est possible de tenter une première interprétation à partir des essais chronologiques élaborés dans les régions voisines (Chamonix par MAYR (1969) et Bagnes par BURRI (1974). Les cartes topographiques anciennes de l'Atlas Siegfried et de la Carte Dufour sont notre deuxième source d'information. Ces documents, bien que parfois entachés d'erreurs, permettent également de se faire une idée de l'extension des glaciers aux alentours de 1880, il y a donc un peu moins d'un siècle. Il faut cependant se montrer prudent avec les cartes de l'Atlas Siegfried. Les éboulis de pente et les moraines, lorsque ces dernières ne sont pas morphologiquement caractérisées, sont souvent représentés par un figuré identique.

b. Textes et iconographie

Une autre source d'information, peut-être parmi les plus sûres, est constituée par les textes des archives des villages, la tradition orale de catastrophes dues aux crues historiques et les gravures anciennes.

Ainsi, les crues du glacier de Mattmark ont provoqué à plusieurs reprises le barrage du torrent de la vallée et la formation d'un lac temporaire avec brusques vidanges périodiques. Les villages à l'aval, Saas Allmagel notamment, ont subi à plusieurs reprises des inondations suffisamment graves pour qu'il en ait été fait mention et que l'Etat du Valais entreprenne des travaux en 1897 encore.

A ce propos, LÜTSCHG (1898) donne dans son *Annuaire du Régime des Eaux en Suisse* les dates de 1626, 1630, 1733, 1755, 1764, 1766, 1798, 1808 et 1828, soit une douzaine de vidanges successives au cours des seuls XVII^e et XVIII^e siècles. Même phénomène dans le val d'Anniviers. En 1839, par exemple, la vallée fut déclarée zone sinistrée à la suite de la rupture d'une poche d'eau provenant du glacier de Zinal, au fond du plan de Zinal sous le Petit Mountet. On peut admirer au Musée de Vissoie le calice dont la Confédération a fait cadeau à la commune de Vissoie, les habitants ayant refusé toute autre aide financière.

c. Photographies aériennes

L'étude de différentes photographies aériennes zénithales du Service topographique fédéral permet une deuxième approche extrêmement fructueuse des différents stades. En ce qui concerne les stades les plus récents, l'aspect visuel de la zone déglacée gris clair à blanc présente un contraste suffisant sur le cliché pour permettre un dessin approximatif et situer la position des fronts entre le XVI^e et le début du XX^e siècles. De plus, la vision stéréoscopique des arcs permet de compléter le dessin de la carte et de localiser les moraines anciennes.

d. La cartographie sur le terrain

La visite sur le terrain enfin permet le dessin final de la carte. L'absence ou la pauvreté de la végétation, l'absence d'un sol frais et la jeunesse des moraines, souvent ébouleuses sur leur front amont autorisent à conclure à une formation relativement récente. Pour les dépôts plus anciens, ce sont surtout l'aspect de la topographie et les coupes éventuelles qui nous renseignent sur leur genèse.

e. Détermination de la zone d'équilibre du glacier

Pour les glaciers actuels de la région étudiée, nous avons déterminé la zone d'équilibre (Zeq) des appareils par la méthode *orographique* de KOUROVSKY (in LLIBOUTRY, 1965), en prenant la moyenne arithmétique entre l'altitude du front et celle du plus haut sommet du bassin versant. Cette zone correspond à quelque 200 m près à la limite de l'isotherme 0°C moyen annuel. En fait, ce procédé doit être corrigé, comme l'a fait DAINELLI (in LLIBOUTRY, 1965), en ne prenant pas l'altitude du sommet le plus élevé mais l'altitude moyenne des rimays et le front des glaciers. Cette méthode, combinée avec celle, morphologique, de HESS (1904), qui est basée sur la forme des courbes de niveau du glacier, le passage de la concavité à la convexité du tracé des courbes, de l'amont vers l'aval, indique la limite morphologique de la ligne d'équilibre du glacier.

La règle hypsométrique de PENCK et BRÜCKNER (1909) définit les zones d'accumulation et d'ablation par le rapport de l'aire d'accumulation à l'aire totale du glacier, rapport égal à $3/4$. Elle ne s'applique pas dans les Alpes et signifie en gros que la surface de la zone d'ablation représente environ 25 % de la surface totale du glacier. KASSER (1957) a calculé pour le glacier d'Aletsch, appareil obéissant à des conditions climatiques à peu près semblables aux nôtres, que l'aire d'ablation représente quelque 35 % de la surface et non pas 25 % comme cela devrait être selon la règle de PENCK et BRÜCKNER.

Nous aurions préféré bien sûr utiliser une méthode beaucoup plus précise en traçant à partir des photos aériennes la limite des neiges persistantes sur chaque glacier, limite des mois de septembre et octobre par exemple. Mais les clichés dont nous disposions ne nous l'ont pas permis.

La limite calculée des neiges persistantes est à 3140 m à Zermatt, 3050 m à Anniviers et 2990 m à Hérens. Par comparaison avec les données obtenues par MÜLLER *et al.* (1976), nos résultats sont satisfaisants. Comme pour les conditions climatiques décrites dans l'introduction, cette limite subit le contrecoup de la sécheresse, s'élevant d'W en E pour redescendre dans la vallée de Saas où elle atteint une cote semblable à celle d'Hérens.

f. Commentaire du modèle illustrant la fluctuation des glaciers en fonction de la pente et de la surface des bassins

Ce schéma (fig. 1), inspiré de LLIBOUTRY (1965), tend à faire ressortir l'influence de la forme et de la pente des bassins versants, en fonction des variations altimétriques de l'isotherme 0° moyen, donc de la

limite du bilan accumulation-ablation, pour les glaciers de nos régions.

A partir d'un isotherme de 0° donné, situé par exemple à 3100 m, la surface d'englacement d'un bassin à pente faible (environ 33 %) est très supérieure à celle d'un bassin d'accumulation ayant la même altitude absolue mais de pente beaucoup plus forte (75 %). Par conséquent avec un rapport accumulation-ablation restant proche de celui donné par PENCK et BRÜCKNER, c'est-à-dire $3/4$, la langue glaciaire du bassin à pente faible sera proportionnelle à la surface englacée. Alors que dans les mêmes conditions un bassin versant avec un seuil présentera une langue courte comparable à celle des glaciers suspendus dominant le versant de la rive gauche de la vallée de Saint-Nicolas.

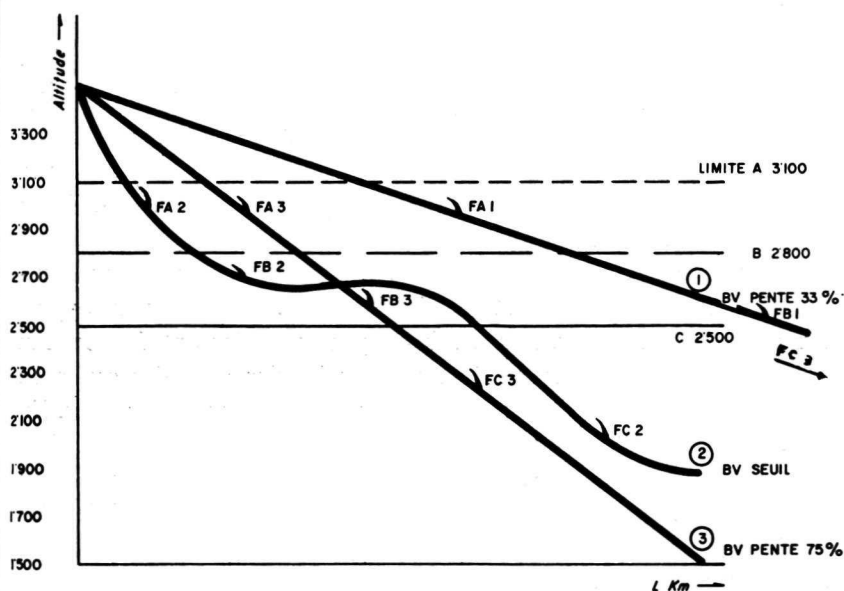


Fig. 1. Modèle illustrant la fluctuation des glaciers en fonction de A. la pente; B. la surface des bassins.
FA; FB; FC: limite de fronts en fonction de l'isotherme A; B; C.
BV: Bassin versant. Limite A; B; C: limite des neiges persistantes.

Selon ce schéma, le bassin versant de pente faible, du fait de son altitude moyenne élevée, n'enverra pas une langue aussi bas en dénivellation, en dépit de la longueur plus grande, que le bassin de pente forte. Ce fait peut expliquer pourquoi la limite du front de certains glaciers se situe très bas dans la vallée malgré des bassins d'accumulation de pente forte et de surface relativement faible.

A partir d'un isotherme 0° moyen placé à 2800 m puis à 2500 m, on obtient de nouveaux rapports d'aires d'englacement. Dans le cas du premier bassin (33 %), l'aire d'accumulation augmente très fortement (à la limite, pente = 0, on se trouve en présence d'un inlandsis avec épaissement de la masse de glace), plus rapidement que dans le bassin à pente forte, par conséquent l'englacement de celui-ci sera énorme et le glacier atteindra des longueurs exceptionnelles. Ceci explique peut-être pourquoi les moraines terminales situées dans les vallées de Zermatt et Hérens sont beaucoup plus éloignées des fronts actuels, que celles avec lesquelles nous les avons corrélées dans le bassin des Drances par exemple (BURRI, 1974). La pente moyenne de ces différents bassins d'accumulation, d'une altitude moyenne supérieure à celle du bassin des Drances, est plus faible. Par conséquent, l'allongement de la langue est proportionnellement plus fort. On peut noter d'autre part que si les langues semblent être beaucoup plus longues que celles de la carte des Drances, l'altitude des fronts des glaciers n'est que de très peu plus basse dans nos vallées que dans celles des Drances. En effet, dans la région de Stalden la langue se situerait à près de 900 m, et celle en amont de Vissoie à 1100 m.

Dans le troisième cas, l'isotherme 0° descend à 2500 m ce qui sous-entend une péjoration climatique de l'ordre de 3 à $3,5^{\circ}$ par rapport aux conditions actuelles. Les bassins à pentes faibles ont de nouveau l'avantage sur ceux à pentes fortes et les bassins avec des seuils de surcreusement présentent des maxima par rapport aux deux autres. En effet, si la zone d'équilibre se situe très au-dessus de la limite de l'isotherme 0° C moyen (plus de 200 m), le développement de la surface du bassin sera supérieur même à celui d'un bassin à pente faible. Par conséquent, l'alimentation latérale du glacier principal sera d'autant plus forte que les seuils seront englacés. Dans nos vallées, c'est à ce schéma qu'il faut faire appel pour comprendre les phénomènes de réenglacement importants comme ceux des Dryas II ou III.

Fig. 2. Tableau chronologique des variations de climat depuis 15 000 ans AP (avant le présent). Phases de récurrence selon:

1. PENCK/BRÜCKNER 1909; 2. BURRI 1974; 3. BEZINGE 1973; 4. SCHINDLER 1972; 5. MAYR 1969.

■ Périodes froides. □ Périodes chaudes; d'après BIELER (1974) et RÖTHLISBERGER (1976).

Les cirques, situés au-dessus de la limite de l'isotherme 0° moyen, donc au-dessus de la limite accumulation-ablation, ayant été complètement réenglacés, ont envoyé leurs langues confluer avec le glacier occupant la vallée principale. Ces glaciers extrêmement bien alimentés ont vu leur écoulement renforcé. Par conséquent, ils ont pu occuper toutes les vallées latérales et ont même réenvahi la plaine du Rhône aux débouchés des vallées latérales (voir fig. 10, 11, 12).

Ce schéma met en évidence un fait que BIELER (1973) semble nier, l'importance des conditions topographiques locales sur le comportement des glaciers. Cette contradiction provient en majeure partie du fait que dans son travail, BIELER n'a pas tenu compte du comportement de chaque appareil et s'est contenté de traiter chaque glacier comme une unité statistique directement comparable.

5. Commentaire de la courbe climatique

Nous avons repris le tableau de BIELER (1975) en l'affinant à la lumière des datations récentes de RÖTHLISBERGER (1976) et SCHNEEBELI (1976) pour les époques récentes, soit du Préboréal à nos jours (fig. 2).

De ces deux courbes, il ressort que les variations climatiques au cours des quinze derniers millénaires ont été très diverses dans leur durée, leur intensité, donc dans leurs effets. On peut distinguer les phases froides d'avancée des Dryas II et III, du Larstig, du Subatlantique inférieur et de Fernau, soit cinq phases de réavancée tardi- et post-glaciaire. Nous laissons de côté la phase Dryas I qui peut probablement se rattacher à une phase de la glaciation würmienne et non pas du tardi-glaciaire. Entre 12 000 AP et le Préboréal, période la moins bien connue, les divers auteurs semblent à peu près d'accord en ce qui concerne la succession, l'amplitude et la durée des variations climatiques, et les effets paléoglaciers qui en résultent. Les travaux récents de SCHNEEBELI et de RÖTHLISBERGER arrivent à des conclusions plus nuancées pour les huit derniers millénaires de la courbe, tout en apportant une conclusion qui pour l'instant du moins semble devoir être définitive: entre 8500 AP et nos jours, les glaciers n'ont pas évolué de façon spectaculaire, en tous cas pas très au-delà de la limite du petit âge glaciaire ou stade de Fernau. Cette conclusion fondamentale dans la connaissance de l'Holocène alpin en Valais implique donc que les variations des fronts des glaciers n'ont pas touché les régions moyennes ou basses des vallées.

1. Historique

a. Les auteurs «anciens»

Avant de donner une stratigraphie et de faire un historique des diverses recherches, il convient de signaler les pionniers. Au début du XIX^e siècle, I. VENETZ, ingénieur à l'Etat du Valais, fut le premier, avec PERRAUDIN, chasseur et cristallier bagnard, à décrire et comprendre le mécanisme des glaciers. C'est à eux deux, puis à AGASSIZ qu'est due la première théorie conséquente quant à l'écoulement et à la fluctuation des glaciers des Alpes valaisannes, à partir des exemples de Giétroz (MARIETAN, 1958) et Mattmark surtout (LÜTSCHG, 1926).

Les recherches sur les dépôts quaternaires des vallées qui nous intéressent sont relativement rares. La brillante synthèse de PENCK et BRÜCKNER (1909) a marqué toutes les études pour un bon demi-siècle. Les géologues autrichiens, les premiers, ont fourni un modèle explicatif des différentes phases d'englacement du Quaternaire. C'est à partir de l'analyse de la relation des moraines avec les terrasses de quatre affluents du Danube, la Günz, la Mindel, la Riss et la Würm, que quatre phases froides, séparées par trois interglaciaires tempérés, ont été mises en évidence. Ce schéma fort séduisant corrélant les terrasses hautes avec les moraines les plus anciennes et les terrasses basses avec les délaissés récents permet une interprétation des dépôts des zones périalpines. Au cours des premières années du siècle, PENCK étend ses corrélations aux Alpes autrichiennes et suisses. C'est ainsi que, jusqu'aux années 50, tous les travaux ayant trait au Quaternaire font appel à ce modèle explicatif.

Dans la région qui nous intéresse, STAUB (1929) tente de retrouver dans les terrasses dominant Viège, des niveaux correspondant aux quatre phases glaciaires devenues classiques.

Ce n'est que récemment que le modèle de PENCK et BRÜCKNER a été remis en question et que les chercheurs ont réussi à déterminer une stratigraphie du Quaternaire beaucoup plus complexe. La dernière glaciation, le «Würm» est subdivisé en plusieurs phases, principales et secondaires, et les travaux récents dans le bassin de l'Aar (SCHLUCHTER, 1976) font apparaître une série de fluctuations qui n'ont plus grand rapport avec le modèle du début du siècle.

Dans les Alpes, seules les moraines les plus récentes, relativement proches des fronts glaciaires actuels ont eu l'honneur d'une bonne description due à KINZL (1932). Ces mêmes moraines ont d'ailleurs été distinguées par les géologues travaillant dans la région (BEARTH). Dans ce domaine, le Valais est resté une «terra incognita». Pourquoi ?

D'une part l'intérêt pour le Quaternaire dans les Alpes n'est pas aussi évident que dans les régions plus basses du fait de la difficulté à discerner les éléments antérieurs à la dernière glaciation. D'autre part la topographie a joué un rôle destructeur des témoins glacio-climatiques.

A l'opposé des moraines voisines du front des glaciers actuels, les moraines abandonnées lors du maximum würmien tel qu'il a été représenté par JÄCKLI (1970) ne sont pas remises en cause dans leur ensemble pour les régions intra-alpines. Le maximum würmien est inféré grâce à la limite donnée par les moraines latérales mal reconnaissables, parfois déplacées par glissement, et surtout par la présence des éléments erratiques. Ces blocs donnent une limite supérieure à peu près certaine. Les critères morphologiques, gorges épigénétiques, présence ou absence de moraines, etc., permettent de compléter ce puzzle. Mais c'est entre ces deux extrêmes qu'il s'agit de reconstruire une image paléogéographique à partir d'éléments morainiques discontinus sans points d'accrochage certains.

b. Les recherches récentes

La découverte de méthodes nouvelles, particulièrement celles de l'analyse palynologique⁵ et celle de la datation absolue au C_{14} a fait progresser la connaissance générale du Quaternaire à pas de géant. Si les incidences de ces méthodes ont mis un certain temps à se faire sentir en Valais, elles ont suscité de nombreuses recherches dans les Alpes occidentales.

En 1966, ZOLLER, SCHINDLER et RÖTHLISBERGER suivent la construction du barrage du Göschnerthal, prélèvent des échantillons qui sont datés et corréler ces dépôts avec les vallums morainiques de la région. MAYR (1969) étudie les divers stades des glaciers accrochés aux flancs du massif du Mont Blanc. Il réinterprète la stratigraphie de ce massif et propose une série de corrélations avec les travaux ayant

⁵ Palynologie: étude des conditions climatiques régnant sur une région à partir des comptages statistiques des pollens et des macro-restes organiques.

pour objet la zone des Alpes autrichiennes. BEZINGE (1974) suit les travaux hydro-électriques de la Grande Dixence, prélève des troncs fossiles et les fait dater systématiquement. Les travaux palynologiques de MARKGRAF (1969) fournissent également des données précieuses quant à l'évolution postglaciaire de la région, surtout sur le plan des variations climatiques. BURRI (1974) cartographie les diverses moraines qui tapissent les vallées des Drances et réalise une reconstitution paléogéographique. BIELER (1975) tente une première synthèse de toutes ces données et en tire diverses règles météorologiques. Enfin, RÖTHLISBERGER (1976) et SCHNEEBELI (1976) publient les résultats de minutieuses recherches effectuées au voisinage des glaciers actuels, recherches appuyées sur de nombreuses datations au C_{14} . Ce dernier travail présente une importance telle que nous y reviendrons plus en détail.

2. Les travaux de Röthlisberger et Schneebeli (1976)

Ce travail représente une synthèse des résultats obtenus à partir de trois méthodes d'analyse:

- Etude stratigraphique et morphologique des moraines au front des glaciers actuels.
- Analyse C_{14} des sols et troncs retrouvés dans les moraines, étude dendrochronologique ⁶.
- Etude et critique des voies de passage et restes archéologiques de la région.

C'est sans doute la deuxième approche qui donne les résultats les plus intéressants. A partir de l'étude détaillée des sols fossiles et des troncs trouvés en sandwich dans les moraines des glaciers des régions de Zermatt-Findelen particulièrement, de Ferpècle et d'Arolla, il a été possible d'établir un certain nombre de phases d'accroissement de la masse de glace et de les dater avec toute la précision que permet le C_{14} . Ainsi, on obtient non seulement des dates absolues des variations de l'extension glaciaire mais dans l'intervalle, il est possible d'interpoler les variations positives du climat, périodes de réchauffement, en fonction de la durée nécessaire à la formation d'un sol ou en fonction des types

⁶ Dendrochronologie: étude des variations climatiques en fonction de la taille des cernes de croissance annuelle des arbres.

de végétation retrouvée prisonnière des moraines. Les deux auteurs zurichoïses ont localisé avec précision les éléments datés, ce qui permet une reconstitution paléogéographique de l'extension des glaciers et de la limite des fronts à différentes époques.

Du fait de l'altitude à laquelle les auteurs ont travaillé, il n'est pas possible d'obtenir des données antérieures à 9000 AP. Les variations au Daun, par exemple, ont provoqué des fluctuations des glaciers de plusieurs kilomètres. Mais les glaciers des Alpes valaisannes n'ont pas varié de façon exceptionnelle au cours des 8000 ans qui précèdent le stade de Fernau et c'est la grande nouveauté apportée par ces deux travaux. Ainsi le petit âge glaciaire ne constitue pas, comme le croyait LE ROY LADURIE (1967), une forme de fluctuation très localisée dans l'espace et dans le temps, mais au contraire une sorte de maximum depuis le Postboréal. Toutes les fluctuations s'inscrivent à l'intérieur ou à proximité immédiate des limites atteintes en 1600 ou en 1850.

La méthode dendrochronologique quant à elle n'apporte pas encore d'informations susceptibles d'éclaircir définitivement les stades de l'Holocène. Elle est trop limitée dans le temps dans nos régions. L'étude des cernes du bois ne permet de donner une image climatique continue que pour le dernier demi-millénaire. Or, pour cette période, les éléments à disposition, à savoir textes et iconographie, sont souvent suffisants pour permettre de se faire une bonne idée des différentes phases des variations climatiques.

Par rapport aux levés morphologiques réalisés sur la carte des stades historiques, les travaux de RÖTHLISBERGER ne contredisent pas le schéma proposé. Tout au plus conviendrait-il de se montrer moins absolu dans la datation. Il s'agit bien des phases de réenglacement des XVII^e, XVIII^e et XIX^e siècles. Les moraines reportées peuvent, dans la mesure où elles apparaissent comme anciennes (distinction établie en fonction du degré de colonisation par la végétation) tout aussi bien contenir du matériel datant des phases antérieures, de 5000 AP ou plus. La carte pourrait donc s'intituler *Moraines des stades de récurrence de 8500 AP à 1920*, mais, par souci de clarté et par manque d'éléments de datation, il nous a semblé préférable de toutes les rattacher aux stades historiques (fig. 4).

Le cadre stratigraphique qui nous est donné et les informations morphologiques nous imposent pratiquement un plan en trois parties:

La première comprend la description et l'étude des délaissés de la marge proglaciaire actuelle. Ces stades sont spatialement bien définis. Ils se retrouvent sans exception à l'aval de tous les glaciers actuels et

permettent donc une bonne corrélation d'une vallée à l'autre. Il est possible de les traiter comme un tout et d'en analyser les caractéristiques, pour déboucher sur un commentaire de cette extension glaciaire, puis sur une tentative de reconstitution paléoclimatique.

La deuxième partie englobe la localisation et la description des stades bas, situés dans et hors des vallées. Les corrélations deviennent douteuses pour ces stades plus anciens. Aussi préférons-nous décrire les restes morainiques vallée après vallée, et donner une carte des observations pour chaque cas.

Dans une troisième partie enfin, il nous sera possible de proposer des corrélations d'une vallée à l'autre, puis de discuter l'âge de chacun de ces phénomènes, en comparaison avec les régions voisines, val de Bagnes, vallées de la Reuss, de l'Aar et de la Sarine.

III. DESCRIPTION ET ETUDE DES DELAISSES DE LA MARGE PROGLACIAIRE ACTUELLE

1. La marge proglaciaire

La comparaison entre les cartes récentes et l'Atlas Siegfried ou la Carte Dufour et le fait que les glaciers des Alpes, en Valais notamment, ont constamment reculé jusqu'en 1964 permet de supposer que l'extension des glaciers était bien supérieure à l'actuelle il n'y a pas très longtemps. En fait, n'importe laquelle des grandes vallées présente une série de vallums morainiques grossièrement concentriques situés 1 à 3 km en avant du front glaciaire actuel. Ces moraines, souvent très fraîches, formées d'un matériel hétérogène à gros blocs, en général peu colonisées par la végétation, sont les témoins des crues historiques.

Ces arcs sont souvent doubles, séparés par quelque 10 voire 100 m les uns des autres. Celui situé à l'amont a souvent un aspect plus frais, l'externe étant déjà mieux colonisé par la végétation. L'aspect général du paysage du front des glaciers entre le XVI^e et la fin du XIX^e siècles et même les premières années du XX^e siècle, devait offrir un spectacle autrement impressionnant que celui qu'il nous est donné de voir aujourd'hui. Que l'on songe que Saas Fee, par exemple, ne se trouvait qu'à quelques centaines de mètres du front du Fee Gletscher, dont la masse de glace bombée dominait les mayens, ou que la langue du glacier de

Mattmark barrait la haute vallée de la Saas. Depuis ces crues, qui ont eu parfois des conséquences catastrophiques, les routes, maisons, hôtels, refuges de montagne se sont dangereusement rapprochés des marges proglaciaires comme si les crues de type historique étaient impossibles de nos jours. Cette imprévoyance devait du reste coûter la vie à près d'une centaine d'ouvriers dont les baraquements étaient situés sous la tranche de séracs du glacier de l'Allalin.

La marge pro-glaciaire libérée depuis le siècle dernier se présente en général comme un sandur⁷, avec une série de cours d'eau au lit bien marqué, incisé, proche du talweg actuel. Les vallums morainiques parfaitement conservés sont cependant relativement rares. L'érosion par les eaux de fonte issues du glacier et par la vidange des lacs proglaciaires qu'ils renaient les ont défoncés. Quelques fronts de glaciers font exception à cette image, ceux de Tourtemagne et de Fee par exemple; ces deux appareils présentent une série d'arcs morainiques frontaux concentriques, avec, dans le cas du glacier de Fee, formation d'un petit lac pro-glaciaire, qui fait partie du panorama touristique de la station.

Certains glaciers ont eu deux ou plusieurs crues bien différenciées dans leur extension, par exemple ceux d'Arolla et de Moiry. Dans ces deux cas, la moraine ancienne, donc la plus basse, se trouve à près de 1 km en aval de la récente. Cette différence est le résultat d'une sensibilité plus grande de ces appareils aux fluctuations climatiques, variation de sensibilité essentiellement liée à un équilibre accumulation-ablation plus précaire. En effet dans ces deux cas précis, une variation climatique très faible a dû faire s'abaisser l'isotherme de 0° C moyen de quelques dizaines de mètres et augmenter très sensiblement la surface de la zone d'accumulation du glacier. Cette sensibilité plus grande affecte donc le plus souvent des glaciers ayant un bassin d'accumulation relativement peu étendu mais très sensible à de faibles fluctuations de température.

Les moraines hautes, proches du front des glaciers actuels, montrent des extensions très variables d'un appareil à l'autre: le glacier de Moiry par exemple a énormément reculé, celui du Gorner en revanche présente une différence de surface relativement faible, toutes proportions gardées.

⁷ Sandur (ou sandr); terme islandais définissant le matériel fluvio-glaciaire, en avant des moraines frontales des glaciers. Le relief des sandur est légèrement ondulé, parcouru par les chenaux des eaux de fonte.

Cela provient de l'augmentation plus ou moins importante de la surface d'accumulation, en fonction de la pente moyenne de deux appareils voisins et des apports latéraux importants dont la confluence est liée à l'abaissement de la limite d'équilibre. C'est le cas du glacier de Ferpècle. Actuellement la langue de ce glacier ne reçoit plus l'apport des tributaires du Mont Miné et du flanc Nord-Est de Tsaillon et de la Tsa; depuis la séparation on note un recul très rapide de la langue principale. L'exposition joue également un rôle important comme facteur explicatif de différenciation. Les glaciers exposés à l'W ont leur front actuel en moyenne de 200 à 400 m plus haut que ceux des versants NE. La haute vallée de la Viège apporte une preuve éclatante de ce phénomène: les glaciers latéraux de la rive droite, issus du massif des Mischaels et orientés à l'W s'arrêtent actuellement vers 2800 m alors que sur la rive opposée les appareils descendent jusqu'à 2400 m et même plus bas (tabl. 1).

Tabl. 1. Formes glaciaires. Altitude des limites des fronts des glaciers actuels et de la phase historique en relation avec l'exposition.

Vallées	Versants N		E		W		Δ moyen
	act.	hist.	act.	hist.	act.	hist.	
Viège	2400	2250	2500	2250	2600	2380	—210 m
Tourtemagne	2200	2000	—	—	2700	2500	—200 m
Anniviers	2250	2000	—	—	2580	2250	—270 m
Hérens	2350	2120	2600	2350	2700	2550	—220 m
Nendaz	2750	2480	2800	2580	—	—	—250 m

Quelle que soit la vallée considérée, cette disparité est également marquée sur la carte des stades récents par des fluctuations encore plus nettes que celles que l'on peut observer actuellement. Les langues des glaciers des versants E au XVI^e et au XIX^e siècles présentaient des réavancées beaucoup plus importantes que celles des glaciers qui étaient alors exposés à l'W ou au S. Cette différence liée à l'exposition explique également la relative faiblesse des crues de glaciers comme le Gorner ou celui de Findelen par rapport aux appareils du versant E, Zmutt ou Mattmark (fig. 4).

Le rôle de la pente, de la taille et de l'altitude moyenne des bassins d'alimentation est également important. Plus un bassin est petit, de pente forte, et proche de la limite des neiges pérennes, plus il sera sensible à une variation de la température et des précipitations. Ainsi on comprend que les glaciers puissent se former en quelques décennies et

réoccuper les cirques situés à la proximité de l'isotherme 0°C , pour disparaître presque aussi rapidement lors d'une amélioration climatique.

Le glacier de la Bella Tola fournit un exemple remarquable de ce mécanisme. C'est le prototype même du glacier relique, situé sous ou à la limite altimétrique de formation d'un glacier. Sa présence et son maintien, actuellement encore, ne s'expliquent que par une exposition au N-NE privilégiée pour un appareil de cirque. A l'opposé, les appareils occupant des cirques situés près de 250 m plus haut mais exposés différemment et plus internes aux massifs, n'ont pas résisté à l'ablation de ce dernier siècle, aux flancs du Latelhorn par exemple. Ces petits appareils situés à proximité de la ligne des névés ont permis l'exploitation d'alpage à Grächen et au-dessus des hameaux d'Embd dans la vallée de Saint-Nicolas. D'anciens bisces aujourd'hui désaffectés ou disparus par manque d'alimentation témoignent de la présence aux XVIII^e et XIX^e siècles de petits appareils aujourd'hui disparus.

2. Dates des crues des dernières réavancées des glaciers

D'W en E, les crues de l'époque historique, si elles obéissent à une même cause, présentent un certain décalage dans le temps. Le phénomène est connu et ce n'est pas le comportement opposé de certains glaciers actuels qui contredira ce fait.

Les glaciers chamoniards sont en crue importante dès 1608-1610 (LE ROY LADURIE). La Mer de Glace détruit une grange aux Bois en 1616. La crue du petit âge glaciaire est datée de 1618 à 1625 dans les vallées de Ferret et de Bagnes par BURRI. Dans les vallées d'Hérens et de Viège pour autant que l'on possède des données sûres, ces crues ne commencent à se manifester qu'une quinzaine d'années plus tard, soit 1639-1660 pour Mattmark.

Il y a donc retard de quelque 50 ans. Ce retard est lié à la sécheresse et à la forme d'abri climatique dont jouit le Valais méridional, à l'augmentation de la température moyenne d'W en E, ce qui explique qu'au XIX^e siècle à nouveau, le temps de réponse des glaciers de la zone orientale à une péjoration climatique a été décalé de quelques années.

Les glaciers de la zone occidentale (Grand-Saint-Bernard - Grand-Combin) entrent en crue plus rapidement que ceux de la région de Zermatt. Cette crue, très marquée à l'W lors de la péjoration climatique,

atteint cependant une amplitude comparable en étendue sur toutes les Alpes, l'augmentation des précipitations étant proportionnelle sur l'ensemble du massif.

3. Les glaciers rocheux, leur signification, leur limite (tabl. 2; fig. 3)

Sous le terme de glacier rocheux on entend en général une coulée de blocs anguleux, à forme bombée vers l'aval, présentant une série d'arcs internes. Il s'agit en fait d'une masse dynamique. En général les glaciers rocheux sont plus longs que larges, de forme simple ou digitée, et la partie inférieure se termine par un bourrelet extérieur présentant souvent un épaississement de la masse en mouvement.

Il n'est pas dans nos intentions de discuter du mécanisme de formation des glaciers rocheux. Certains progressent sur des sols gelés et s'apparentent aux glissements de terrain. D'autres au contraire semblent dépendre de la présence de glace morte ou mal alimentée. Entre ces types extrêmes, de nombreux intermédiaires sont possibles et les limites sont arbitraires.

Tabl. 2. Glaciers rocheux. Altitude des zones d'équilibre des glaciers rocheux actuels et anciens en fonction de l'exposition.

Vallées	N		E		S		W		Δ m.
	act.	anc.	act.	anc.	act.	anc.	act.	anc.	
Viège	2500	2350	2580	2430	2850	2600	2550	2380	—180
Tourtemagne	2550	2300	2620	2450	2700	2500	2650	2550	—210
Anniviers	2500	2350	2600	2400	2900	2750	—	—	—170
Hérens	2550	2450	2600	2480	—	—	2620	2450	—160
Nendaz	2500	2400	—	—	—	—	—	—	—200

A l'aval de certaines langues glaciaires en recul rapide au cours du dernier quart de siècle, comme le glacier de Tsarminé par exemple, la moraine superficielle est mise en mouvement par l'écoulement et la fonte de la glace sous-jacente et présente une morphologie analogue à celle du glacier rocheux (LLIBOUTRY, 1965). Là encore, une limite typologique tient de l'arbitraire.

Le matériel dont les glaciers rocheux sont formés favorise leur développement. Ils sont fréquents dans les schistes lustrés mais rares dans les zones de granites ou de granito-gneiss, et se présentent sous deux formes:

— Les glaciers rocheux actifs avec, à l'aval, des blocs ayant subi des retournements récents, peu ou pas recouverts de végétation. Morphologiquement, les bourrelets sont marqués. Ce sont des appareils vifs avec émergences de cours d'eau dans la majorité des cas.

— Les glaciers rocheux morts ou passifs, dont les éléments présentent une forme de colonisation par les lichens, la formation d'un sol, la présence de végétation.

Le climat reste cependant le principal générateur de ces formes. Or, actuellement, leur front est situé très en aval de l'isotherme 0°C , ce qui implique qu'ils sont nés sous des conditions autres que les actuelles. La datation absolue des glaciers rocheux n'a pas été entreprise, faute de moyens, mais leur position altimétrique et leur orientation ainsi que leur fraîcheur, permettent de tenter de les raccrocher à une phase correspondante d'englacement, donc de dresser l'image paléoclimatique d'un stade ou d'un autre.

4. Place dans la stratigraphie générale et causes climatiques de la récurrence historique

Les deux grandes phases de récurrence historiques du stade de Fernau (MAYR, 1964) ou petit âge glaciaire (LE ROY LADURIE, 1967) aux environs de 1600 et de 1820, correspondent à une péjoration climatique, particulièrement du facteur température, de l'ordre de $0,8$ à 1°C avec des étés frais, ainsi que l'ont établi BIELER (1975), BEZIN-GE (1973) à partir des fronts des glaciers, et LE ROY LADURIE (1967) à partir des courbes phénologiques⁸. Les travaux de RÖTHLIS-BERGER (1976) et SCHNEEBELI (1976) démontrent que les moraines des stades historiques en Valais ont oblitéré les traces de phénomènes plus complexes dans leur développement et plus longs dans le temps que ne le croyaient MAYR et KINZL. Si les datations minutieuses que les zurichois ont réalisées dans diverses moraines valaisannes sont complètes, on peut conclure à l'absence de récurrences d'importance supérieure au stade de 1850 pour le Valais central depuis le Préboréal, soit au cours des huit derniers millénaires.

⁸ Phénologie: étude des conditions climatiques fondée sur les dates d'apparition de la floraison ou de la maturation de plantes témoins (lilas, cerisier et vigne, entre autres).

Il reste un petit problème non résolu, celui du stade de LARSTIG. Défini par MAYR (1964) dans les Alpes autrichiennes, ce stade, daté de 6000 AP environ, y a la caractéristique d'avoir abandonné ses moraines bien en aval de celles des stades historiques. Dans le massif du Mont Blanc, en aval du glacier du Tour, MAYR (1969) retrouve une moraine qui a livré un tronc daté de 6400 AP. Sous la dénomination de Stade du Misox, ce refroidissement est connu dans les Grisons (ZOLLER, 1966). Or, dans le Valais central, aucune moraine ne correspond à ce stade, ni dans les vallées des Drances (BURRI, 1974, SCHNEEBELI, 1976)), ni dans les vallées étudiées par RÖTHLISBERGER (1976). Nos propres recherches nous ont conduits à la même conclusion: il n'y a pas de moraine attribuable avec certitude à ce stade dans les vallées étudiées. Cette conclusion ne doit cependant pas être considérée comme définitive puisque nous manquons de datations absolues. Il n'est pas exclu que certains cordons que nous considérons comme les restes des glaciers de 1600 soient en fait plus anciens.

5 Paléoclimatologie des stades historiques (fig. 4)

Il est possible de se faire une idée des conditions climatiques qui ont régné sur les Alpes durant les phases de réavancées historiques. C'est à partir de la position des moraines de cette époque par rapport à la langue de glace actuelle et à partir de la limite atteinte par les glaciers rocheux que la valeur de l'isotherme 0°C peut être estimée.

Pour les glaciers, nous avons obtenu une valeur moyenne de la position des fronts actuels et anciens à partir de la carte des crues historiques, pour les glaciers rocheux nous avons estimé la position moyenne des cirques d'alimentation à partir de la carte glaciers rocheux. Les valeurs obtenues sont reportées dans les tableaux 1 et 2 (pages 29 et 31).

A partir des valeurs Δ moyens, il est possible d'estimer l'abaissement de la limite 0°C lors des stades qui ont engendré ces formes. Cette valeur est de l'ordre de 150 à 200 m, ce qui, en fonction du gradient thermique actuel, représente environ 1°C . Cette valeur correspond assez bien avec celles établies par BURRI (1974) ou BIELER (1975), compte tenu, par ailleurs, des récents travaux de RÖTHLISBERGER (1976) et SCHNEEBELI (1976). La fluctuation des températures au cours des huit derniers millénaires a dû se situer entre -1°C et $+1^{\circ}\text{C}$ (tableau 3).

Tabl. 3. Limite altimétrique actuelle de l'isotherme 0° annuel moyen et valeurs correspondant à une fluctuation des températures comprise entre +1° et -1°, entre 8000 AP et 1890.

	Limite de l'isotherme 0° moyen		
	Actuel	Minimum (+1)	Maximum (-1)
Anniviers	3150	3250	3050
Hérens	3050	3250	2950
Viège	2900	3100	2800

6. L'optimum du Moyen Age

Plusieurs faits permettent de supposer que les glaciers ont été affectés par une phase de retrait généralisée avant 1600. On retrouve de nombreuses traces archéologiques, telles les anciens chemins du val d'Hérens (RÖTHLISBERGER, 1976), qui attestent les communications et échanges entre les vallées valaisannes et le val d'Aoste par les cols d'Hérens et du Collon, et entre les vallées latérales de Zermatt à Evolène. L'occupation de certains pâturages hérensards par des habitants de Zermatt, la découverte d'anciennes légendes valaisannes ayant trait à des processions de Zermatt à Sion par le val d'Anniviers (MARIE-TAN, 1955) sont autant d'indications de l'utilisation des cols situés à près de 3500 m d'altitude.

Divers auteurs, particulièrement RÖTHLISBERGER, font état des chroniques anciennes pour démontrer un stade de réchauffement aux alentours de l'an 1000. Sans aller aussi loin que KINZL (1932), pour qui le passage des cols ne constitue aucune preuve de retrait des glaciers, sans suivre BIELER (1975) qui suppose une amélioration générale du climat telle que la limite forestière devait s'élever de 250 à 300m au-dessus de l'actuelle, il faut considérer tout de même que ces divers indicateurs sont révélateurs d'un optimum climatique aux alentours des années 1000. Cette position à mi-chemin nous est dictée par plusieurs considérations: on ne peut nier que les cols alpins, même situés à plus de 3000 m d'altitude n'aient été pratiqués à l'époque romaine, ni durant toute une partie du haut Moyen Age. Les traces de passage (fer de lance au Théodule, fer de mulet) (KINZL, 1932) sont nombreuses. Il faut cependant remarquer que l'on ne considère souvent que la route la plus courte, sans tenir compte de passages qui sont parfois plus faciles. Ces preuves de traversée ne doivent pas faire oublier que ces cols élevés n'étaient pas les seuls utilisés, ainsi que l'a souligné KINZL, et que l'on s'embarrassait peut-être moins, à cette époque, des

difficultés que pouvait représenter le franchissement d'un col englacé à plus de 3000 m d'altitude. Il faut mentionner que le col d'Hérens a encore été pratiqué, entre Zermatt et Sion en 1665 (procession vers Sion citée par MARIETAN, 1952), c'est-à-dire après la phase de réavancée du petit âge glaciaire, et que certains autres cols (Monte Moro, Mont Collon) entre les vallées latérales et entre le Val d'Aoste et le Valais ne sont tombés en désuétude qu'à la suite de l'ouverture de voies de communications meilleures vers la plaine et dans la vallée principale. L'abandon des cols n'est donc pas lié uniquement à la réavancée des glaciers.

Un retrait glaciaire avec des températures d'été très peu supérieures à celles que l'on mesure actuellement, mais une sécheresse plus accentuée aurait eu pour conséquence une colonisation de l'étage nival bien plus élevée que celle que l'on connaît actuellement. Or il n'y a que très peu de troncs datés de cette époque dans les moraines actuelles. Ceux trouvés au front de Ferpècle notamment, sont de 900 AP selon RÖTHLISBERGER, c'est-à-dire aux environs de l'an 1000. Ces mélanges montrent donc une colonisation des pentes dominant le glacier jusqu'à la cote 2200 m et elles sont à mettre en relation avec l'occupation d'un pâturage cité par REBER (1898) sur les flancs de la montagne du Mont Miné où, actuellement, la végétation arbustive est rare, sinon totalement absente. Les anciens chemins menant au col d'Hérens, au col du Collon, au Monte Moro ou au col du Théodule, ont été recouverts selon RÖTHLISBERGER par les moraines du XVII^e siècle. Les découvertes archéologiques citées par KINZL au col du Théodule, les textes et les légendes valaisannes, l'indication de relais ou d'étapes enfin, situés dans la marge pro-glaciaire, actuellement sous le glacier du Zmutt, constituent tout de même un faisceau important de preuves qui attestent ce retrait généralisé des glaciers entre l'époque romaine et la phase de récurrence de 1600 environ.

IV. DESCRIPTION DES DELAISSES A L'AVAL DES STADES HISTORIQUES

1. Moraines anciennes

Dès que l'on s'éloigne du front actuel des glaciers, les corrélations et l'image que l'on peut se faire des diverses phases de récurrence deviennent de plus en plus floues, et les datations de plus en plus difficiles.

En avant des vallums de la période décrite précédemment, on retrouve une série de cordons morainiques souvent fragmentaires. Ces éléments sont en grande partie discontinus et ne permettent pas une reconstitution aussi aisée que celle effectuée pour le petit âge glaciaire. Cette difficulté provient de trois raisons essentielles:

— Ces moraines sont plus anciennes: plusieurs millénaires contre quelques dizaines à centaines d'années pour les précédentes. De ce fait, elles ont été colonisées par la végétation, un sol s'est développé à leur surface, les masquant souvent à l'observation directe. Leur âge a également pour effet de les émousser et ce n'est que très rarement qu'une crête topographique bien marquée trahit leur présence.

— Témoins d'une extension plus grande des glaciers, les vallums sont situés plus bas dans les vallées, ils appartiennent déjà à l'étage forestier et sont difficilement repérables. De plus l'érosion normale des versants, solifluction, glissements, éboulements ont souvent eu raison de ces constructions meubles.

— Enfin, dans toutes les vallées, les bonnes coupes dans les moraines de la zone moyenne sont rares, ce qui peut sembler paradoxal. Les seules exploitations de sables et graviers actuellement ouvertes se situent dans le val d'Hérens dans la région de la Luette, dans la vallée des Vièges à Stalden. Les fronts de taille dans les deux cas ne donnent pas des coupes très significatives.

Ces moraines peuvent être subdivisées en deux types, en fonction de l'importance des appareils qui les ont mises en place:

— Moraines de cirque (ou à flanc de coteau) relativement bien dessinées, issues de glaciers simples, situées à haute altitude, vers 2000 m environ. Elles témoignent de l'englacement de petits cirques par des glaciers aujourd'hui partiellement ou totalement disparus.

— Constructions dues aux glaciers des vallées principales. Ces appareils, alimentés par un bassin devenu énorme, par suite de l'abaissement de l'isotherme 0° C, ont poussé leurs langues jusque dans le fond des vallées où ils ont abandonné des moraines stataires.

2. Les délaissés dans et hors des vallées à l'aval des stades historiques

Les délaissés glaciaires situés en aval de ceux décrits précédemment sont discontinus et situés à des altitudes variables. Nous allons commencer par en donner une rapide description, en tentant de les mettre en relation les uns avec les autres. Nous avons effectué ce travail par vallée pour des raisons déjà indiquées.

a. *Vallée des Vièges* (fig. 5)

Dans la partie haute de la vallée de Saas, comprise entre Mattmark et Stalden, aucun élément de moraine frontale n'est clairement discernable actuellement sur le terrain ou à la photo aérienne. Ce fond de vallée est trop encaissé, les versants, rocheux le plus souvent, n'ont pas permis le maintien des moraines terminales d'une éventuelle phase de réavancée.

A Stalden, dans la gravière à l'E du village, avant le nouveau pont routier, la moraine se présente sous la forme d'une matrice sablonneuse, grossière, avec blocs striés, de la taille du dm³. Le matériel est très hétérogène et provient principalement de la région Saas-Zermatt: gneiss, granito-gneiss avec roches vertes. Il n'y a aucun granoclassement ce qui fait supposer un dépôt subaérien. Ces dépôts ne présentent pas de différence majeure avec le matériel morainique des stades historiques, nous n'avons noté ni formation de sols décelable, ni indice d'éroussé des éléments. Cette moraine peut se suivre du talweg vers Staldenried. Il peut s'agir d'un stade extrême atteint par un glacier de Saas, ainsi qu'en témoignent les éléments pétrographiques.

Sur les versants dominant Eisten, une série de cordons morainiques latéraux fragmentaires donnent deux cotes altimétriques différentes dans la région: l'inférieur, situé à 1750 m, serait à mettre en relation avec le vallum de Stalden. Le supérieur, situé à près de 1980 m, dans la région de Gspon, correspondrait à un stade antérieur.

Sur la rive droite de la vallée, les cirques occupés par les glaciers actuels présentent tous des lambeaux de moraines latérales aux cotes 2300 m pour le Grubengletscher, 2350 m pour le Triftgletscher et 2400 m pour l'Allmagelgletscher. Ces moraines latérales peuvent également être rattachées au stade de Stalden du grand glacier de Saas. Ce qui signifie que ces appareils venaient confluer avec la langue issue du fond de la vallée qui s'avancait jusqu'à Stalden. Seule exception, le Mattwaldgletscher dont les moraines terminales basses forment un vallum circulaire vers 2150 m.

Sur la rive gauche de la vallée, aucun lambeau morainique du glacier principal n'est observable, mais les cirques latéraux peuvent fournir une indication quant à la limite de la zone de confluence. Les moraines latérales s'arrêtent toutes 300 à 400 m au-dessus du talweg actuel, dans la zone où le versant présente une rupture de pente importante.

Dans la vallée de Zermatt aussi, les moraines latérales sont rares sinon absentes. De plus, lorsqu'elles peuvent être identifiées, par exem-

ple en aval de Täschalp sur la rive droite, leur position prête à discussion. Sont-elles en place ou ont-elles glissé sur le versant ?

Avant Stalden, le fond de la vallée ne présente pas de vallum terminal bien différencié. Mais il ne semble pas d'autre part que le glacier de ce stade issu de Zermatt ait conflué avec celui de Saas. Les moraines de Stalden forment en effet la limite de la rive gauche du glacier de Saas et elles sont continues jusqu'à l'aval du village. D'autre part, entre Kalpetran et Stalden la vallée de Saint-Nicolas est suspendue au-dessus de celle de Saas. La Viège de Saint-Nicolas a entaillé profondément le talweg pour franchir ce seuil.

Les seuls éléments bien déterminables sont les moraines latérales bien visibles des glaciers de Täsch et de Ried. Ces délaissés sont interrompus vers 1900 m pour le vallon de Täsch et vers 1400 m pour celui de Ried. Il semble donc que le glacier principal de Zermatt se soit arrêté quelque part en aval du village de Saint-Nicolas, probablement dans l'ombilic de Kalpetran. De nombreux blocs erratiques de très grande taille issus de la région zermattoise (serpentes), donneraient la limite de ce glacier.

A l'aval de ces constructions, deux stades antérieurs d'extension plus importante sont discernables. Le premier serait responsable des moraines situées à l'amont de Viège, sur la rive droite. Le front extrême du glacier semble se situer vers la colline du Hohbrunnen, vers 750 m d'altitude. Nous avons pu suivre, sur la rive droite, entre Ober Stalden et Bitzinen, quelques lambeaux morainiques. Une bonne coupe située à 1050 m d'altitude, exploitée actuellement en gravière, permet de se faire une bonne idée de la limite glaciaire de ce stade. Côté vallée, le long de la nouvelle route et au-dessous de celle-ci, du matériel morainique hétérogène, formé de blocs anguleux, grossiers, de taille importante (plusieurs mètres cube parfois) à matrice sableuse relativement meuble, constitue la moraine latérale de ce glacier. Contre cette moraine viennent s'appuyer des éléments de taille relativement homogène de quelques centimètres cube, émoussés, arrondis, à stratification fruste, oblique, avec un assez bon granoclassement. Dans cette gravière, la plus importante de la région, nous n'avons pas retrouvé de traces organiques, bois ou sol, qui auraient permis une datation. Peut-être qu'une coupe, entre la moraine de la base et la terrasse de kame⁹, mettrait à jour un sol.

⁹ Kame: forme d'accumulation consistant en des dépôts glacio-lacustres bien stratifiés, alluvions comblant un lac d'obturation glaciaire.

Les quelques coupes en moraines retrouvées le long de la nouvelle route de Randa-Täsch-Zermatt présentent déjà un caractère de rajeunissement avec trace de granoclassement, et si la matière est allogène et morainique, avec des éléments à striation, la mise en place par les glaciers a été suivie, lors du déglacement, d'un déplacement par gravité dû aux cours d'eau latéraux et à la raideur des versants. L'aspect cône de déjection de ces dépôts prend de plus en plus le pas sur l'aspect purement morainique.

Ailleurs sur les versants, seuls les matériaux décrits à Gspon et le replat de Grächen offrent des éléments pouvant être raccordés à cette extension. Le replat de Grächen était libre de glace dès 1620 m d'altitude et les collines de Binen et de Bergji constituent la limite de l'englacement qui est donné par les traces de dépôts latéraux et de roches moutonnées qui se situent juste en dessous.

Dans la vallée de Saas en revanche, les moraines latérales hautes sont absentes, ceci étant dû à la raideur générale des versants.

b. Traces à l'extérieur des vallées

Les villages de Bürchen, Unterbäch, Eischoll et Ergisch sont situés sur l'Envers de Rarogne, un balcon relativement plat, large de quelques centaines de mètres, dont la dénivellation générale est faible: quelques mètres entre Unterbäch et Eischoll, 100 m environ entre Eischoll et Ergisch, sur une distance d'une dizaine de km. Cette haute terrasse est incisée en quelques endroits et laisse apparaître quelques bonnes coupes dans un matériel bien organisé, fluvio-glaciaire et glacio-lacustre.

— Au-dessus de Bürchen, dans le sol, sur trois cents mètres de long et un à deux mètres de profondeur, du matériel morainique hétérogène, indifférencié, d'origine zermattoise, sans stratification visible a été mis à jour dans une fosse pour adduction d'eau.

— A Unterbäch, immédiatement au NW du village, sur huit mètres, une bonne coupe révèle des éléments émoussés de diamètre assez important, jusqu'à dix ou douze centimètres, avec des intercalations de sables et d'argiles, la formation fossile de ripple-marks¹⁰ et une stratification subhorizontale.

— A Unterbäch encore, sur la route cantonale à l'est du village, à la limite de la commune avec celle de Bürchen, une moraine exploitée,

¹⁰ Ripplemarks: rides de sable déterminées par le mouvement des vagues dans la zone de la plage lacustre.

à éléments hétérogènes, se présente sous la forme d'une longue crête descendante. La portion centrale est composée d'une moraine indifférenciée, hétérogène à gros blocs parfois anguleux. Le matériel est d'origine zermattoise: gneiss avec présence de roches vertes. Sur le bord Est, nous avons noté la présence d'éléments triés, arrondis, émoussés, ayant la même origine, mais de diamètre plus petit, de quatre à cinq centimètres. Ces éléments, appuyés sur la moraine, sont légèrement stratifiés, avec un pendage vers l'extérieur d'environ 40°.

— Dans le village d'Eischoll, en 1975, dans une fouille, nous avons pu observer une bonne coupe de cinq mètres de haut environ, sous un sol épais de trente à quarante centimètres. Le matériel suivant s'y trouvait: granite, gneiss, éléments très arrondis relativement aplatis. Les galets avaient dix centimètres de diamètre au maximum et étaient parfois assez fortement émoussés. La présence d'un triage, sous forme d'un granoclassement, était indubitable. En intercalations, des sables presque purs, de taille homogène, des argiles sur quatre à cinq centimètres d'épaisseur, le tout bien stratifié. Nous n'avons cependant pas remarqué de ripple-marks, mais une structure entrecroisée pour les éléments fins. Les couches étaient en moyenne horizontales.

— Sous Ergisch, une ancienne gravière présente une coupe de huit à dix mètres de haut. Cette dernière possède des caractères identiques à celle d'Eischoll. Dans la partie supérieure, à environ cinquante centimètres du sommet, nous notons la formation d'un sol bien développé.

A l'opposé des vallées suspendues tributaires de la Viège, dans la région de l'Envers de Rarogne, les vallums morainiques sont très rares. Il semble que malgré l'altitude moyenne relativement élevée, les cirques du Dreizehntenhorn et de l'Augstbordhorn n'aient pas émis de glaciers importants entre la dernière phase d'englacement et l'époque actuelle. Les moraines purement locales cessent assez brusquement vers 2500 m d'altitude. La seule exception pourrait être le cirque de Ginals qui aurait donné naissance à un petit glacier jusque vers 1900 m. Il semble en effet que les matériaux fluvio-glaciaires de la terrasse soient recouverts de deux vallums issus du Ginalstal; mais la distinction a été rendue difficile du fait de l'absence de coupe et parce que le matériel présente des analogies avec les moraines zermattoises. La présence de roches vertes dans les moraines est peut-être due au fait que le matériel du Würm (glacier à 2600 m d'après JÄCKLI) a été remanié par la suite.

c. *Val d'Anniviers* (fig. 6)

En amont de la confluence de la Navisence avec le torrent de la Gogra, un fragment de la moraine descendant la rive droite du glacier de Moiry offre une assez bonne coupe: il s'agit de matériel morainique mal cimenté, avec une proportion importante de blocs de gneiss et de granites de la Dent Blanche, originaires de la région de Moiry probablement.

En aval d'Ayer, sur la rive gauche, une terrasse à quelque 25 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière laisse apparaître sur une courte distance, une assez bonne coupe, qui présente un matériel émoussé, granoclassé, à stratification horizontale. Il s'agit d'un dépôt glacio-lacustre.

Ces constatations semblent indiquer que les deux glaciers, issus de Zinal et de Moiry ne confluaient pas, l'un ayant barré l'émissaire issu de l'autre.

Les moraines latérales et les vallums issus des cirques des deux rives en aval de la confluence montrent que les glaciers atteignaient le fond de la vallée dans laquelle ils ont déterminé une sorte de barrage. Depuis les vallums d'Ayer à Vissoie, une série de terrasses situées entre 25 et 40 mètres au-dessus du lit de la Navisence actuelle, montrent un vague granoclassement ainsi qu'un pendage général des éléments de l'ordre de 15 à 20° vers la vallée. Ceci est visible dans les quelques rares fragments de coupes parfois mal individualisés du fait de la couverture forestière et de l'absence d'une dissection latérale récente. Il pourrait donc s'agir de formations de type deltaïque, permettant de raccorder ces dépôts à un barrage de l'auge. L'argument le plus probant est le fait que lors des stades plus importants, ces terrasses n'existaient pas. La couverture par les glaciers les aurait défoncées et déplacées. Par ailleurs, sur les terrasses, on ne trouve nulle part de dépôts morainiques appartenant à la zone d'alimentation des appareils principaux. Les éléments en provenance de la Dent Blanche sont absents des dépôts superficiels dans le périmètre Grimentz, Ayer et Vissoie.

En aval des cordons morainiques latéraux issus du cirque dominant Pinsec, la vallée principale présente en coupe un aspect fluviatile en «V» très accusé avec gorge profonde, aspect que l'on retrouve partiellement en amont des cordons morainiques de Zinal à Ayer, et de Moiry à Grimentz.

A l'extérieur du système morainique de Pinsec, à l'aval de la moraine latérale gauche, une longue éraillure pose un problème difficile

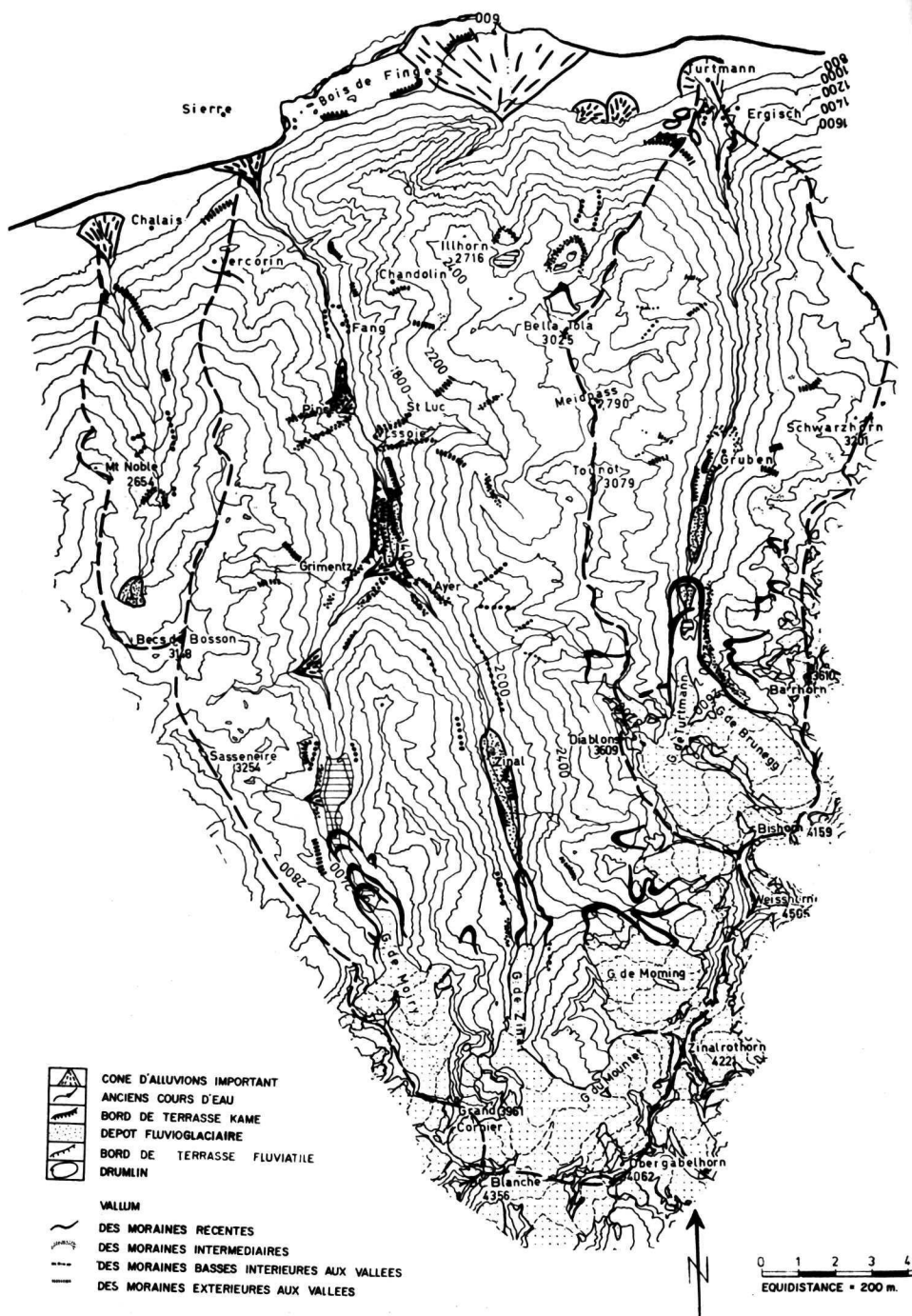


Fig. 6. Carte des principaux phénomènes récents dans les vallées de Turtemagne, Anniviers et Réchy.

à résoudre: il s'agit d'un agglomérat de petits blocs de quartzites de cinq à quinze centimètres de section, allongés, anguleux et fortement cimentés. La coupe verticale, surplombante par endroits, montre un affleurement de deux à huit mètres de haut, sur une longueur de quelque trois cents mètres. Les éléments sont consolidés et se présentent comme une sorte de brèche quartzeuse. A première vue, la composition en est très homogène et il n'y a pas d'éléments cristallins pris dans le matériel. La moraine de Pinsec recoupe et oblitère l'affleurement à l'amont du village. Les problèmes que posent cette éraillure sont d'ordre morpho-génétique. De quoi s'agit-il ? Il se pourrait, et c'est là une interprétation toute personnelle, qu'il s'agisse d'une coulée de solifluxion, vaste cône d'éboulis interglaciaire issu du versant gauche de la vallée. Cette coulée se serait formée durant le retrait du glacier, dans un lac marginal pro-glaciaire de cette phase. Puis le glacier, lors de l'édification des moraines du stade subséquent aurait passé sur ce cône, l'érodant à l'amont et le compactant dans la partie basse, le consolidant par infiltration des eaux sous-glaciaires.

Les glaciers issus de l'alpe de Pinsec ont déposé leurs propres moraines sur ce cône. Par la suite, l'érosion des émissaires des glaciers latéraux s'écoulant à l'extérieur des moraines a attaqué cette construction. Une autre explication de cette forme est possible: après une genèse identique, ce cône fossile se serait mis à glisser et l'éraillure serait une sorte de cicatrice de décollement. Quelle qu'en soit l'explication la date relative de cette éraillure et de la mise en place du matériel n'est pas définie.

A l'aval de Vissoie sur la rive droite de la Navisence cette fois, entre la route forestière du fond de la vallée et la route cantonale, nous sommes en présence, en pleine forêt, d'un affleurement de sables à granulométrie homogène, avec une stratification oblique plus marquée, légèrement entrecroisée mais très dérangée, difficilement visible par endroits. Ce dépôt est attribuable à un phénomène d'origine fluviatile. Il constituerait la base d'un petit cône de déjection formé par les torrents descendant depuis Chandolin à travers la forêt voisine dans le lac marginal au glacier du stade de Fang.

Les travaux de BURRI (1955) permettent de travailler dans des conditions plus favorables à l'aval du débouché du val d'Anniviers. L'éboulement post- et inter-glaciaire de Sierre donne une bonne limite d'extension du glacier d'Anniviers. A l'amont de Sierre, Burri décrit des formations lacustres et glacio-lacustres avec quelques terrasses. A l'aval du débouché de la vallée latérale, des blocs d'origine anniviarde

coiffent les collines de l'éboulement. Le problème de l'étagement de l'éboulement et son éventuel déplacement sur un culot de glace morte n'entre pas dans le cadre de ce travail. Ce fait du reste ne change rien au problème de la position du glacier d'Anniviers de cette dernière phase qui nous occupe. Comme l'appareil des Vièges, le système anniviarde a crû lors de la phase de récurrence. La langue s'étalait dans la vallée principale presque jusque dans la région de Grône, à quelque six à sept kilomètres de la confluence actuelle, peut-être même un peu plus loin.

A l'aval de cette extension moyenne dans la vallée, les Barmes, situés à 1500 m en aval de Fang, semblent être le point extrême atteint par la langue de glace anniviarde qui y construisit un vallum terminal, dont on retrouve quelques éléments dans le paysage. C'est une masse désordonnée d'éléments granito-gneissiques, striés et hétérogènes. A l'aval de cette moraine, la Navisence enfonce son lit et attaque le verrou de confluence du val d'Anniviers.

A l'amont ce sont surtout des critères morphologiques qui permettent de déterminer une nouvelle extension du glacier. Sur les deux versants de la vallée, on peut suivre de façon discontinue des éléments de moraines hautes, souvent déboisées et aménagées en mayens, dont le caractère purement morainique n'est pas toujours évident: entre Ayer et Mission, sur la rive droite, ce sont les chalets de Pichiou et de Frayé situés à 1800 m environ.

Pour le val de Zinal, entre Ayer et Zinal, la morphologie d'auges emboîtées donne la limite de l'extension du glacier. Dans les sections de confluence des cirques latéraux, la morphologie d'emboîtement est relayée par une forme de seuil de confluence, témoin de l'érosion des glaciers latéraux. Durant cette phase, quelques gros appareils latéraux ont pu se développer. C'est le cas des cirques Nord et Ouest de la zone Bella-Tola - Tounot qui était réoccupé par un glacier important, responsable des crêtes morainiques de Saint-Luc - Vissoie. Il en est de même des cirques de Tsahélette et de la Barneuse situés plus au Sud.

La région de Sorebois en revanche ne semble pas avoir été réenglacée. Aucune trace morainique suffisante ne permet de l'affirmer. Les seuls dépôts qui s'y retrouvent sont des éboulis, et, au pied des versants herbeux, quelques petits arcs de névés, formés de matériel local uniquement.

Les moraines latérales liées à ce stade d'extension apparaissent en quelques rares endroits sur les versants du val d'Anniviers. A la hauteur de Niouc, sur la rive droite, un épais placage morainique se suit

sur environ 500 m. Cette coupe a été mise au jour lors de la construction de la nouvelle route de la vallée. Malheureusement, cette moraine a été partiellement oblitérée par les travaux de consolidation, murs et crépissage. De plus, les treillis installés en prévision de chutes de pierres empêchent souvent d'aller y travailler. Dans cette coupe, on peut cependant voir qu'il s'agit d'éléments hétérogènes, non stratifiés, de tailles très diverses, allant de quelques centimètres à plus de trente à quarante centimètres de diamètre. Ce dépôt est formé de blocs striés, légèrement arrondis, avec un ciment sableux non sédimenté. Le matériel, gneiss et granito-gneiss pour plus de 60 % des éléments grossiers, provient, pour une grande majorité de la région de la Dent Blanche. Cette moraine banale ne peut se rattacher à un stade würmien du fait de sa position basse. Par ailleurs, la faible portion de quartzites et de schistes semble exclure une origine locale des cirques dominant Chandolin par exemple.

Dans la section haute du val de Moiry, le long du lac, deux cordons morainiques sont nettement visibles. Situées sur la rive gauche, entre 2400 et 2450 m, s'étirant sur environ 2 km ces moraines latérales déterminent par barrage une série de petits lacs sur l'alpage de Louché. Elles correspondent aux vallums terminaux du stade moyen de la vallée. Elles ne sont pas recoupées par les moraines du cirque de la Madeleine, ce qui signifie que ces dernières, situées à 2500 m, sont antérieures et doivent être rattachées à un stade d'englacement plus important.

De même, dans la section haute du val de Zinal, apparaissent quelques éléments morainiques, témoins d'une extension haute du glacier principal. A 2150 m d'altitude, au Mayen de Berneusaz sur la rive droite, un cordon morainique est visible sur quelque 500 m de longueur. Nous l'avons mis en relation avec celui des Mayens, situé à 1972 m d'altitude et à 3 km en aval. Ces moraines latérales sont du reste interrompues par les éléments des vallums postérieurs issus des cirques qui les dominent, à la Montagne de Nave, constitués par deux moraines issues de la Nave Scaca vers le fond du ravin et des Bourmonts. Il en est de même à la hauteur de Saint-Luc: le glacier issu de la Roua a détruit la moraine du versant située dans la région du Cillou à 1850 m d'altitude.

d. Val de Réchy (fig. 6)

Le vallum n'offre pas de bonne coupe. Quelques rares éraillures dues à des glissements permettent de déterminer le caractère purement

morainique du dépôt. Plus haut dans la vallée, une série de cordons morainiques situés sous le Roc de la Tsa vers 2450 m d'altitude donnent une idée de l'extension latérale du glacier. Sur la rive gauche de la vallée, un petit appareil issu des flancs NE du Mont Noble a laissé deux petites moraines latérales jusque vers 1900 m d'altitude.

En dehors du vallon, sur le versant dominant le Rhône, dans la forêt de Lens à 1350 m d'altitude et vers le hameau de Loye, une série de petites constructions morainiques, de drumlins vides et de roches moutonnées indiquent un écoulement latéral vers l'W d'un glacier issu de Réchy, allant confluer avec le glacier occupant la vallée du Rhône.

e. Val d'Hérens (fig. 7)

A la différence des vallées de Saint-Nicolas et Anniviers, la morphologie du val d'Hérens présente une caractéristique unique: les flancs de la section moyenne et basse de la vallée dès Euseigne sont déboisés et laissés en culture ou en pâturage. Nous observons cependant un phénomène de glissement généralisé de la couverture morainique sur les deux versants. En remontant la vallée par la route de la rive gauche, nous remarquons sur la rive opposée une rupture du profil transversal qui d'un «U» très évasé passe à un «V» très serré dans la partie basse. Cette rupture de pente est soulignée par la présence du matériel morainique en mouvement vers le fond de la vallée. En de nombreux endroits, des niches d'arrachement, comprises entre 900 et 1000 m d'altitude, marquent ce phénomène.

L'énorme vallum morainique de la Luette donne l'extension maximale du glacier d'Arolla de ce stade. Le deuxième appareil issu de la région des Dix et du Mont Pleureur conflue avec le glacier de Praz-Fleuri à l'aval de la Dixence actuelle puis s'avance jusqu'à la région sise au droit d'Hérémente et de Suen, avec semble-t-il deux phases d'avancée, une première construisant un vallum à deux kilomètres en aval des moraines d'Hérémente, la seconde légèrement en amont au droit d'Hérémente même. Ce glacier du val des Dix barrait donc le débouché de la vallée d'Evolène et a provoqué à l'amont d'Euseigne un lac de barrage. Les pyramides d'Euseigne constituaient donc la moraine latérale droite de ce glacier, moraine qui peut être suivie sur tout le versant droit de la vallée dans le val des Dix jusqu'à la hauteur du village d'Euseigne, ainsi que sur le flanc droit de la vallée de la Borgne jusqu'au droit de Suen - Saint-Martin. Quelques kilomètres en amont de Vex, sur le fond de la vallée, cette moraine s'arrête.

Dans la section moyenne du val d'Hérens, nous avons donc distingué deux doubles vallums morainiques, issus l'un du glacier des Dix, sous Suen, l'autre du glacier Ferpèche-Arolla, à la Luette. Tous deux sont probablement dus à un phénomène de station prolongée lors des avances et des retraits successifs de cette phase moyenne dans la vallée d'Hérens. Le premier donnerait une indication du maximum avec station assez longue, puis retrait rapide ne laissant aucune trace visible dans la topographie. A la Luette, cette double phase est mieux indivi-

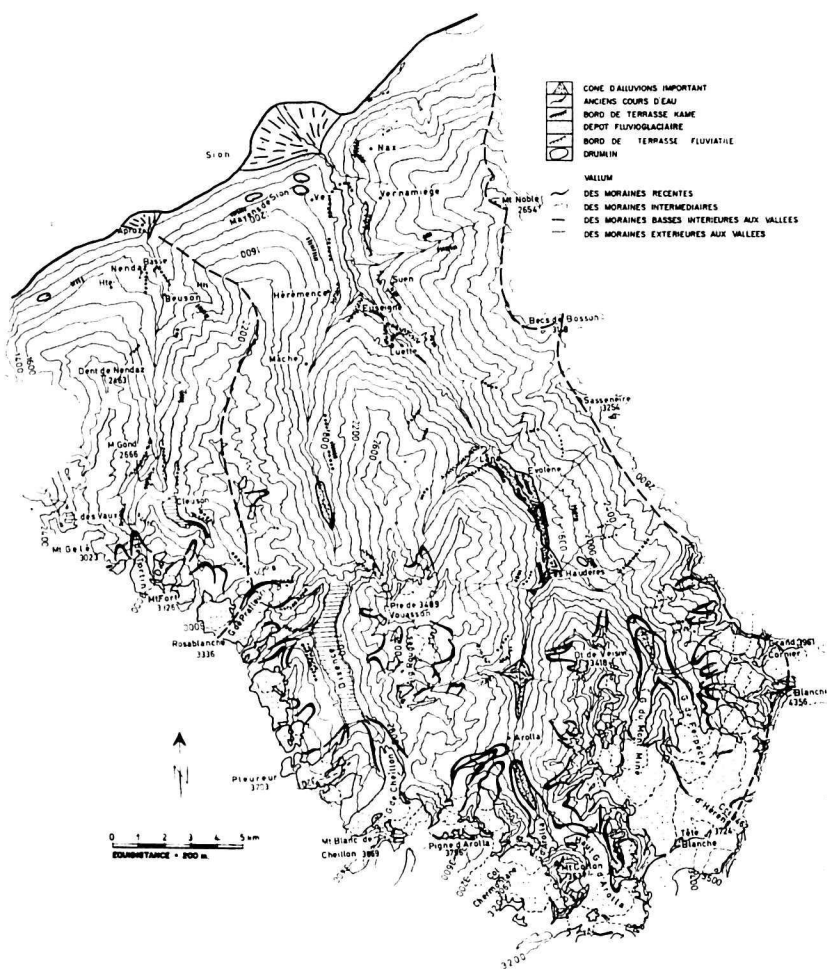


Fig. 7. Carte des principaux phénomènes dans les vallées d'Hérens et de Nendaz.

dualisée: les deux vallums sont distants d'un km environ. En amont de ces deux constructions morainiques, aucun dépôt n'est présent, ce qui indiquerait un déglacement rapide et généralisé.

Les affluents principaux donnent une bonne limite: les moraines de Lana, issues du glacier N de Vouasson, donnent la confluence avec l'appareil issu d'Arolla et Ferpècle. Les moraines latérales du glacier des Aiguilles Rouges, montrent une confluence vers 2200 m avec le glacier principal.

Quant aux moraines latérales de cette phase du glacier principal, elles ne sont pas toujours bien reconnaissables dans la topographie des versants de la section haute de la vallée, l'érosion postérieure les ayant remaniées et déplacées.

Dans la partie basse du val d'Hérens, nous nous proposons de limiter l'extension glaciaire grâce aux moraines de la région de Vex. Sous le village, et jusqu'au fond de la vallée principale, nous notons la présence de matériel morainique peu ou mal cimenté, discontinu. La photographie aérienne permet de situer la limite de cette moraine vers 950 m d'altitude à l'amont du village. Sur la rive gauche, cette moraine se suit presque sans interruption jusqu'à Hérémente. Le village lui-même est situé au-dessus des cordons de ce stade. Sur l'autre rive, la limite morphologique est constituée par les vergers situés au-dessous des villages de Mase, Suen et Saint-Martin. Mais dans les deux cas, les moraines latérales sont mal individualisées et tout le matériel est affecté de glissements généralisés.

Dans la section haute du val d'Hérens, des lambeaux morainiques, situés sur les versants dominant Evolène et les Haudères, sur la rive droite, et sous les hameaux de Forclaz et de la Sage, sont repérables. Là encore, nous ne disposons d'aucune coupe. Ce sont plutôt les indications topographiques et les critères morphologiques qui permettent de tracer le contour du glacier.

Dans le val d'Hérémente, le lac de barrage de la Dixence est bordé, sur la rive gauche, par une série de cordons morainiques situés vers 2450 m d'altitude à la «Barma». A l'aval, à droite, nous retrouvons vers 1950 m, sous Mandelon, des éléments que nous pouvons relier à ce stade.

Mais quels que soient les éléments, aucune coupe importante ne permet de distinguer ces délaissés de façon très précise, d'autant plus que leur position actuelle a été le plus souvent (et c'est le cas à Mandelon) le résultat de déplacements liés aux glissements de terrain post-glaciaires.

A l'aval du val d'Hérens, nous n'avons noté que quelques éléments de traînées morainiques, sous les Mayens de Sion et au débouché du val de Nendaz, ainsi qu'une coupe de très faible extension (quelques mètres d'épaisseur), en amont du cône d'Ecône, avec de gros blocs striés constitués de gneiss de la Dent Blanche. Le matériel est hétérogène: gneiss, granitogneiss avec peu d'éléments locaux. Les quelques lambeaux de moraines déposés dans la région de Plan Scindant sous le village d'Isérables, semblent également appartenir à cette phase.

Le long de la nouvelle route des Mayens de Riddes, à 800 m, une gravière récemment mise en exploitation livre un matériel à granulométrie grossière mais assez homogène pour la fraction comprise entre 2 mm et 2 cm de diamètre. Ce matériel se compose de galets roulés, très arrondis, bien stratifiés, en couches horizontales, avec intercalations de sablons. Cette coupe indique un matériel fluvio-glaciaire déposé dans un lac marginal de ce stade bas. Ce stade a laissé quelques traces sur les versants de la vallée principale, dans les parties les plus hautes. On peut aussi, de façon fragmentaire, retrouver les moraines des cirques latéraux le long des deux rives de la vallée: 1300 m à Sion, 1800 m à Lana, Evolène, 2000 m aux Haudères et à Satarma, 2200 m à Arolla et 2300 m à Ferpècle. Ces chiffres donnent la limite de la confluence entre les glaciers latéraux et l'appareil occupant le fond de l'auge principale. C'est du reste à peu de chose près la limite des seuils des vallons latéraux suspendus au-dessus des vals d'Evolène et d'Arolla.

V. PALEOGEOGRAPHIE ET PALEOCLIMATOLOGIE DES STADES

Dans l'essai de reconstitution paléogéographique qui suit, nous avons été limité par deux dates extrêmes qui fournissent des points d'accrochage sûrs pour y intégrer les événements.

D'une part, la date de 8000 AP environ, établie par SCHNEEBELI et RÖTHLISBERGER, constitue un terminus ad quem. D'autre part, la dent de mammoth de la terrasse des promeneurs à Thonon, à

700 m d'altitude environ, datée de 14 000 AP par BLAVOUX et DRAY (1971), détermine un terminus a quo. C'est dans cette fourchette de 6000 ans environ qu'il faut essayer de resituer le problème des diverses réavancées post-würmiennes dans le bassin valaisan du Rhône.

Pour l'établissement de la paléoclimatologie aux différentes époques, nous avons tenu compte de deux valeurs, l'une donnée par BIELER, l'autre calculée à partir de l'extension des glaciers, tels qu'ils ont été cartographiés sur les cartes des stades intermédiaires et anciens. On remarque qu'il y a une bonne corrélation entre les valeurs extrapolées par BIELER et celles tirées de la cartographie des délaisés à l'aide de la méthode JEGERLEHNER ou KOUROVSKY par exemple.

1. Signification des moraines intermédiaires dans les vallées (fig. 8)

Le Daun constitue le dernier retour du froid de l'époque holocène. La température moyenne devait se situer en gros à 2 ou 2,5° C au dessous de l'actuelle, ce qui revient à dire que la limite des neiges persistantes se trouvait à peu de chose près à 500 m au-dessous de sa position actuelle. Cet abaissement de la température a pour corollaire un agrandissement des surfaces situées en zone d'alimentation et d'accumulation, partant un grand développement des langues glaciaires (tabl. 4 et 5).

Tabl. 4. Comparaison entre les positions actuelles et au Daun de l'isotherme 0° moyen.

	Limite de l'isotherme 0° moyen		Augment. surf. englacée
	actuelle	au Daun	
Saas	2900-3200 m	2400 m	80 %
Zermatt	3000-3300 m	2500 m	75 %
Anniviers	2900-3000 m	2400 m	90 %
Hérens	2800-3000 m	2350 m	100 %

Tabl. 5. Surfaces englacées et coefficient d'englacement des vallées au Daun, d'après les données paléogéographiques.

	Viège	Anniviers	Hérens	Tourtemagne	Réchy	Nendaz
S. totale	790	257	384	108	6	71
S. englacée	489	108	199	52	6,2	23
%	62	42	52	48	10	32

Ces chiffres (tabl. 4) permettent de comprendre le très intense réenglacement de ces vallées au Daun. Ce sont des interpolations sujettes à caution, qui ne nous donnent que des ordres de grandeur et non des valeurs absolues. Force nous est d'admettre que:

— Les précipitations n'ont pas beaucoup varié par rapport à la période actuelle, ni en quantité, ni quant à leur distribution annuelle.

— Le caractère actuel de sécheresse de la région du Valais central, lié à l'élévation du gradient thermique d' W en E jusque vers le massif des Mischabels, gradient qui s'abaisse au-delà, est resté à peu près constant durant toute la période tardi- et post-würmienne.

Il est plus que probable que la réalité ait été beaucoup plus complexe. Mais il est difficilement possible de faire covarier les données alors que les moyennes, même actuelles, sont déjà fortement entachées d'erreurs, du fait du manque de stations de mesure et de l'absence de séries suffisamment longues. Les gradients thermique et pluviométrique sont estimés pour la plupart des vallées à partir d'un réseau de mesures extrêmement lâche, ce qui implique des approximations donnant des ordres de grandeur plutôt que des valeurs absolues, à défaut desquelles toute individualisation est impossible.

Mais ce mode de faire paraît généralement admissible et tant BEZINGE (1976) que BIELER (1975) l'ont utilisé dans leurs travaux pour donner l'image du passé climatique valaisan. Il est probable, en vertu de l'identité des situations des fronts dans un même massif ou d'un massif très voisin, que la crue glaciaire du Daun a été synchrone et dans ce cas la lecture du tableau permet de comprendre pourquoi les langues sont descendues si bas dans le fond de la vallée. Les moraines que l'on retrouve dans le fond des vallées, bien que peu individualisées, représentent tout de même un volume de glace extrêmement important. C'est notamment le cas à la Luette. On peut en tirer deux conclusions:

D'une part, le maximum a duré assez longtemps, environ 500 ans, et d'autre part le retrait semble, pour Hérens et Tourtemagne en tout cas, s'être effectué par saccades. La morphologie des différents arcs morainiques emboîtés paraît le démontrer. Par ailleurs, la température ne devait pas être constamment basse. La masse des dépôts de cette époque montre qu'une intense gélifraction régnait en altitude, ce qui implique que les périodes gel-dégel ont été nombreuses au cours des saisons. En effet, GALIBERT (1964) a démontré qu'avec l'élévation en altitude les températures inférieures à $0^{\circ}C$ sont à peu près constantes; dès que ce seuil est atteint, la gélifraction ne s'opère presque plus et les parois ne livrent pas de matériel aux glaciers. La taille et la loca-

lisation des moraines déposées dans les vallées impliquent une température moyenne hivernale froide et des étés relativement doux avec des amplitudes diurnes importantes.

a. Vallée des Vièges

Dans la vallée des Vièges, on aurait pour ce stade le schéma suivant: un glacier de Saas s'avancant jusque dans la région de Stalden, recevant, à droite, les affluents du massif Weissmies, les glaciers de Gruben, Trift et Mattwald, et à gauche le glacier du Balfrin ceux de la zone Nord des Mischabels; un glacier de Zermatt descendant jusqu'à la hauteur de Embd (peut-être moins loin du reste), avec, éventuellement, confluence avec le Riedgletscher dont la position des moraines du Daun présente un point d'accrochage assez sûr. Une série de glaciers latéraux venant du massif du Barrhorn-Weisshorn alimentaient de plus cette langue zermattoise. Ce sont les vallums que l'on retrouve perchés entre 2000 et 2200 m d'altitude au flanc de la vallée, grossièrement perpendiculaires à celle-ci.

Le stade de Stalden représentait l'extension maximale des glaciers de la région Saas-Zermatt à cette époque. Ce qui représente un englacement de l'ordre de 68 % pour ces vallées, soit à peu près deux fois plus qu'actuellement.

b. Val d'Anniviers

Il semble qu'à la même époque, dans cette vallée, les deux glaciers issus l'un du val de Moiry, l'autre du val de Zinal aient conflué à l'aval de Grimentz et d'Ayer, mais à l'amont de Vissoie. On ne retrouve pas de vallum caractéristique dans la vallée principale. Cependant, sur les versants de la zone de confluence, sur la nouvelle route reliant Grimentz à Zinal, ainsi que dans la région d'Ayer sur la rive droite, un certain nombre d'indications permettent de déterminer cette réavancée.

Certains glaciers latéraux, comme ceux issus des cirques de la Bella-Tola - Tounot ou de Pinsec ont déterminé une série de barrages à l'aval de la langue principale, barrages responsables des formations fluvio-glaciaires que l'on y retrouve.

c. Val d'Hérens

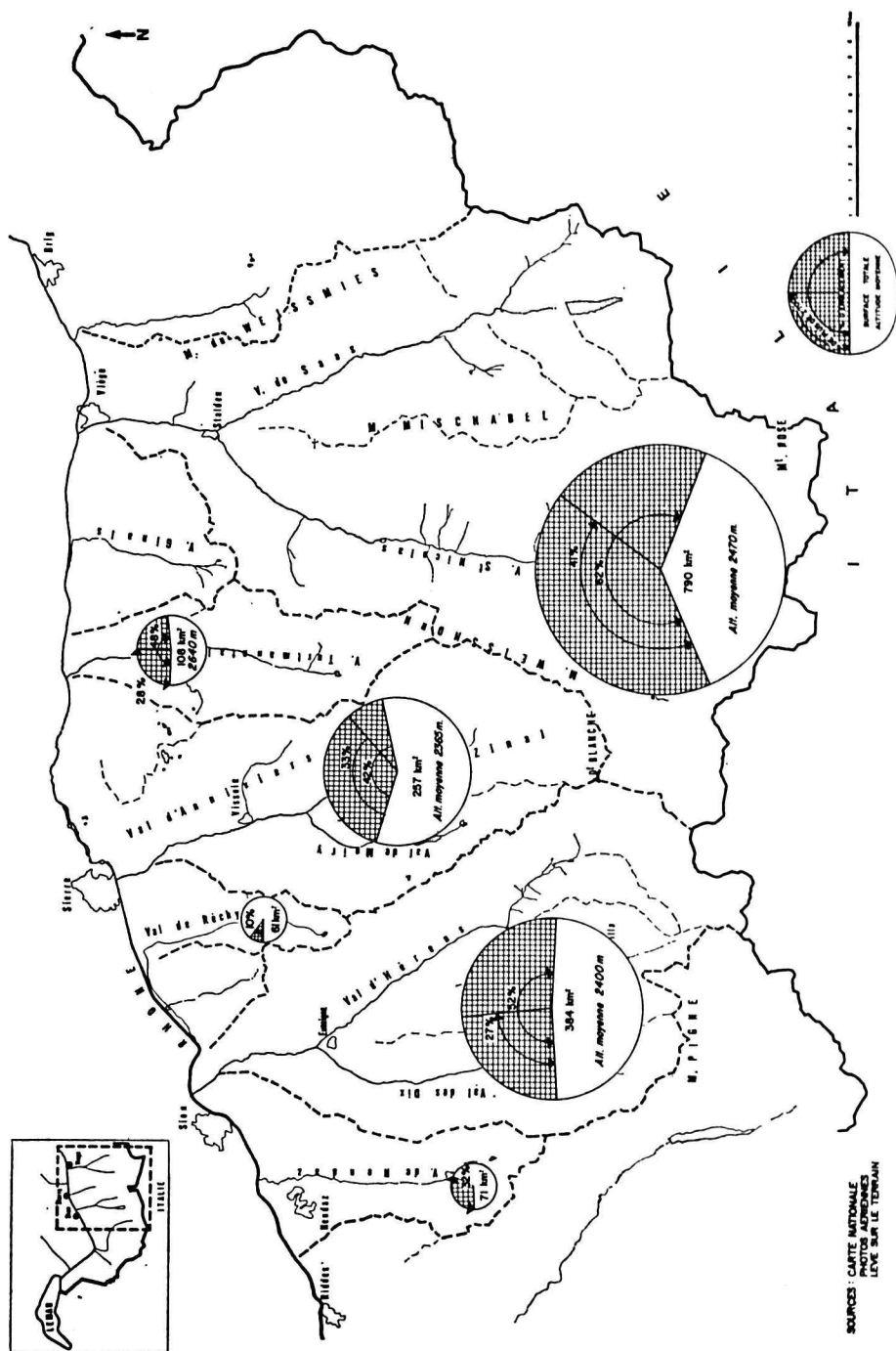
La vallée a été réenglacée par deux appareils distincts l'un de l'autre. Le premier, issu de la région Ferpècle-Mont Miné-Arolla, con-

fluait aux Haudères et avançait jusque dans la région de la Luette; l'énorme vallum morainique de la Luette donne l'extension maximale de ce stade. Le deuxième appareil issu de la région du glacier des Dix et du Mont Pleureur, confluaient avec le glacier de Praz-Fleuri à l'aval de la Dixence actuelle puis s'avancéait jusque dans la région sise au droit d'Hérémence et de Suen, avec semble-t-il deux phases d'avancées.

Entre le Daun et le Dryas récent, les fluctuations climatiques ont dû présenter une période de températures relativement élevées pour que se réalise la formation d'un sol. Dans la région d'Evolène, un sol a été mis à jour en 1974, sur les terrasses dominant le fond de la vallée, quatre à cinq mètres sous le niveau de la route. Intercalé entre deux couches de galets roulés bien stratifiés avec intercalations de sables, ce paléosol a quelque trente à quarante centimètres à l'affleurement. Il est de teinte sombre brun-noirâtre et contient semble-t-il passablement de matière organique. Entre l'épisode antérieur et celui que nous avons décrit, ce sol avec formation d'humus s'est développé. A la fin du Daun, il a été oblitéré par les alluvions des eaux torrentielles pro-glaciaires, puis remblayé par la rivière actuelle. Cependant, la stratigraphie des dépôts et les successions fines, sables, galets, tous roulés et de taille modeste, indiquent une formation lacustre. Où se situait le lac ? A quelle époque s'est-il mis en place ? Tout le fond de la vallée entre Evolène et les Haudères a cet aspect plat, remblayé, comparable à celui de Randa, avec une pente très faible à l'aval. Au-delà de Lana, le plan d'Evolène se termine par une gorge de raccordement avec le fond de la vallée. Egalement comparable à celui de la région Täsch-Randa, ce replat s'explique par le comblement d'un lac de barrage morainique formé par la moraine latérale droite de Lana à la fin du Daun probablement. La langue principale a reculé plus rapidement que le glacier latéral de la rive droite. On retrouve le même phénomène un peu en aval, dans la région de la Luette, quelques kilomètres en amont de Praz Jean.

d. Vallées secondaires

Pour ce qui est des vallées secondaires, vals de Réchy, Tourtemagne et Nendaz, les moraines que l'on retrouve dans la région de Tortin dans le val de Nendaz, celles que l'on peut suivre épisodiquement sur le versant W de la vallée de Tourtemagne à l'aval de Gruben vers 2400 m d'altitude environ, ainsi que les petits vallums morainiques qui se trouvent sous le verrou glaciaire barrant l'ombilic du haut val de Réchy sous le Mont Noble, appartiendrait à ce stade.



La position élevée des moraines situées dans le vallon de Réchy peut faire hésiter entre ce stade et un stade antérieur. Mais lorsque l'on sait que dans cette région, le glacier principal du val d'Anniviers voisin est redescendu très bas dans la vallée, jusque dans la région de Vissoie, ces arcs morainiques peuvent être rattachés à l'époque du Daun.

Le même phénomène se retrouve dans le val de Nendaz. En effet, la construction qui fait barrage au bas de la vallée appartiendrait également au Daun. L'époque antérieure doit avoir vu un glacier hérensard déboucher très bas, jusque dans la région de Riddes et par conséquent, faire barrage aux glaciers latéraux. Or les moraines de la région de Nendaz ne présentent aucune stratification, et de ce fait excluent la possibilité de leur construction dans un lac de barrage glaciaire.

A la même époque, un certain nombre de cirques élevés ont dû être réenglacés: ainsi la région du Jungtal, du Innertäli et les cirques de l'Augstbordpass. Pour ce qui est des vallées secondaires, vals de Réchy, de Tourtemagne et de Nendaz, les moraines du Daun correspondraient à celles que l'on retrouve dans la région de Tortin dans le val de Nendaz, celles que l'on peut suivre épisodiquement sur le versant de la vallée de Tourtemagne à l'aval de Gruben vers 2400 m d'altitude environ ainsi que les petits vallums morainiques qui se trouvent sous le verrou glaciaire barrant l'ombilic du haut val de Réchy sous le Mont Noble.

Dans le Ginalstal par contre, il est impossible de déterminer un stade d'englacement au Daun. Peut-être que le vallum morainique qui se situe en amont de Unterzenntum constitue l'extension au Daun d'un englacement du Ginalstal, mais cette interprétation est sujette à caution.

e. Coefficients d'englacement (fig. 9 et 12)

La carte donne les coefficients d'englacement des vallées en pour cent de la surface totale. Elle permet une bonne comparaison avec l'état actuel. Le cas est particulièrement frappant pour une vallée comme le val de Réchy: actuellement, le coefficient d'englacement est nul, les cirques Nord des Becs de Bosson ne sont pas occupés par des glaciers. Par comparaison, le stade des moraines intermédiaires donnerait 10 % de la surface englacée soit un appareil de 6,2 km² environ pour l'ensemble du vallon. Dans les vallées importantes, Viège, Anniviers et Hérens, le pour-cent d'englacement prend des valeurs énormes, phénomène qui est dû à la suralimentation de la langue principale par les

glaciers latéraux. A la suite de l'abaissement de la limite des neiges persistantes, la surface d'ablation actuelle se trouvait dans presque tous les cas incluse dans la zone d'accumulation de l'époque.

2. Signification des moraines basses dans les vallées (fig. 10)

D'après les courbes de température établies par BIELER (1975), et par MARKGRAF (1969), on peut estimer que le climat au Dryas récent devait comporter des températures de l'ordre de 2,5 à 3° C plus basses qu'actuellement. Cette baisse s'accompagnait d'une humidité relativement élevée (sondage de Moosalp).

Mais ces valeurs ne sont à elles seules pas suffisantes pour rendre compte du réenglacement général observé, plus fort qu'au Daun avec des valeurs de température comparables. Il faut chercher l'explication dans la durée de la péjoration climatique. Si le Dryas II a été relativement court, le Dryas III a duré près de neuf siècles, c'est-à-dire deux fois plus longtemps que le minimum thermique antérieur et que le Daun qui lui aurait succédé. Une fois admises ces valeurs, la limite des neiges persistantes s'abaisse à 2300-2400 m environ, et les surfaces d'alimentation prennent des valeurs très fortes (60 % et plus de la surface totale des vallées).

Dans les différentes vallées, on peut attribuer les moraines basses intérieures aux vallées au stade Dryas III, par comparaison avec les travaux de BURRI (1974), et de ZOLLER et al. (1966).

Les glaciers issus de Saas et de Zermatt viendraient se terminer dans la région de Viège, à l'amont de la confluence avec la vallée du Rhône. Les glaciers latéraux redescendraient tous jusqu'à la vallée principale, alimentant les deux langues confluentes au droit de Stalden. Le réenglacement est presque comparable à celui du grand maximum antérieur et très supérieur à celui du Daun.

Le Ginalstal en revanche, ne présente pas d'éléments morainiques permettant de cartographier une extension importante. Il semble que le glacier de l'Augsbordhorn ait atteint au maximum la cote 2200 m. Il en est de même du glacier du cirque du Schwarzhorn.

Dans la vallée secondaire de Tourtemagne, le stade Dryas III se limite à la construction de petits vallums morainiques terminaux, situés à la limite du seuil de confluence de la vallée. Là encore, il est difficile de tracer avec précision la limite latérale du glacier de ce stade. Mais il semble que l'épaisseur de la glace n'ait pas dépassé une centaine de mètres à l'amont d'Ergisch-Oberems.

Dans le val de Nendaz, la moraine de Beuson constituerait l'extension maximale intérieure à la vallée. La terrasse ébouleuse que l'on peut suivre sur la rive gauche entre 1200 et 1400 m serait la moraine latérale de cette extension. Mais dans ce cas, comme dans celui de Réchy, il est difficile de donner une date limite, même relative, de l'englacement. Ce n'est que par analogie aux taux de réenglacement des vallées principales que l'on peut séparer les délaissés glaciaires situés le plus bas en deux stades anciens, l'un intérieur et l'autre extérieur aux vallées.

Par analogie, il est possible de corrélér les moraines de Fang dans le val d'Anniviers, de Vex dans le val d'Hérens et de Beuson à Nendaz à ce même stade. Le schéma est comparable à celui proposé par BURRI dans les Drances. La seule différence réside dans une longueur supérieure des appareils et un phénomène de confluence généralisé. Dans aucune de ces vallées la présence d'anciens lacs de barrage ne trahit une zone désenglacée, contrairement à ce que l'on observe à Sembrancher par exemple.

Le refroidissement climatique a été suffisant pour provoquer l'englacement d'une série de cirques situés à basse altitude, dont c'est semble-t-il la dernière phase d'englacement, à l'Illhorn ou sur le flanc W du Mont Noble par exemple.

3. Signification des délaissés du maximum glaciaire post-würmien (fig. 11)

D'après BIELER (1975) et SCHLÜCHTER (1976) et en fonction du front du glacier anniviard qui constitue l'élément le plus sûr de cette extension, on peut estimer l'abaissement moyen du facteur température à environ 5° C par rapport à la moyenne actuelle. La limite des neiges pérennes passe donc de 3200 m environ en 1960 à 2150 m au Dryas II, ce qui met le rapport de surface zone d'ablation-zone d'accumulation dans un rapport de 1 à 3 pour les glaciers cartographiés. Cette valeur est tout à fait compatible avec celle d'un glacier de vallée. Ce chiffre correspond en effet aux valeurs actuelles de la Mer de Glace ou de l'Allalin, glaciers plus sensibles aux augmentations de la surface d'alimentation que les bassins à pente très forte comme ceux des Bossons ou de Giétroz. Par comparaison, celui d'Aletsch, dans des conditions à peu près identiques, a vu sa surface d'accumulation augmenter de quelque 150 % contre plus de 300 % pour les appareils de la région de Zermatt-Saas.

Ce stade, dont on connaît peu d'éléments sûrs, comprendrait une extension des glaciers jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres en aval du débouché des vallées latérales. Il se placerait dans la région de l'Ilgraben pour la vallée des Vièges, dans la région de Grône-Chalais pour le val d'Anniviers et dans la région d'Ecône pour le val d'Hérens.

Les seuls éléments qui permettent de faire de telles déductions sont les suivants:

Dans la vallée des Vièges, ce sont les terrasses dont nous avons parlé qui se situent sur le versant gauche de la vallée à environ 1100 m d'altitude entre Zeneggen et Ergisch, ainsi que les quelques buttes de roches moutonnées, situées sous Embd, sur lesquelles nous reviendrons.

Pour le val d'Anniviers, des éléments morainiques du type annivierd se retrouvent sur les collines de l'éboulement interglaciaire de Sierre (BURRI, 1955).

Si le glacier des Vièges occupait la partie principale de la vallée du Rhône au droit du débouché de la vallée de Tourtemagne, le glacier de Tourtemagne lui-même était détourné vers l'aval et occupait une position haute entre 800 et 900 m d'altitude environ, au débouché de la vallée, et s'incurvait fortement en direction de l'W. Ce serait ce glacier de Tourtemagne du stade des Dryas II qui serait responsable de l'érosion glaciaire et du polissage que l'on reconnaît sur la terrasse d'Oberems et Unterems. Ce serait lui également qui serait responsable de la construction des terrasses fluvio-glaciaires que l'on rencontre le long de la route sous la station de l'arrivée du téléphérique d'Oberems. Dans cette zone de confluence, on aurait eu sur la rive droite et à l'amont un barrage morainique, responsable du lac d'Ergisch, et à l'aval du débouché de la vallée, des phénomènes d'érosion glaciaire avec des roches moutonnées sans stries apparentes, le tapis végétal étant trop épais. Ce serait également au glacier de ce stade que seraient dus le remblayement de la gorge au débouché de la vallée de Tourtemagne et subséquemment le détournement du cours d'eau vers l'W et la formation de la gorge épigénétique actuelle. En effet, à la hauteur de Tuminen, le lit s'incurve brusquement et sort du talweg principal de la vallée pour occuper un nouveau cours plus à l'W et rejoindre le Rhône par une chute de quelque 80 m de hauteur. La gorge originelle par laquelle la Turtmäna rejoignait la vallée du Rhône a été remblayée par des éléments fluvio-glaciaires et morainiques au droit de Tuminen et le raccordement avec la vallée du Rhône ne se fait plus, cas exceptionnel en Valais. En effet, la Turtmäna est la seule rivière qui rejoigne le cours principal du Rhône et le fond de la vallée par une chute qui n'est

donc pas raccordée soit par des gorges, soit de plein pied comme c'est le cas pour les Vièges.

L'aspect de la vallée du Rhône devait être le suivant:

A l'amont du débouché des Vièges existait un lac pro-glaciaire, alimenté par les glaciers d'Aletsch et du Rhône, ainsi que par les glaciers de la région du Mont Leone. En amont de la confluence du val d'Anniviers, le grand lac de Géronde allait jusqu'au cône de l'Ilgraben, avec l'éboulement de Sierre, et en aval se développait un lac dans la région de Sion, allant jusqu'au débouché de la Borgne actuelle. En amont de Martigny, au débouché des Drances, un lac pro-glaciaire aux glaciers nendard et héransard occupait en gros la vallée de Saxon à Martigny.

Entre Eischoll et Ergisch, les deux terrasses dénivellées en escalier présentent une légère dépression parallèle à la vallée du Rhône qui met en relation la supérieure et l'inférieure, à peu près au niveau de Rosswald. S'agit-il d'un chenal de vidange d'un des lacs paraglaciers ou d'un cours d'eau latéral, parallèle à l'écoulement du glacier principal ? Si lac il y a eu, quel était le barrage ? Le glacier du Rhône probablement lors du maximum et des phases tardi-würmiennes. C'est la première explication qui vient à l'esprit, la plus simple, celle que GUTER-SOHN (1961) fait intervenir. Certains éléments cependant s'y opposent: la présence d'éléments erratiques rhodaniens à 2600 m environ à l'Augstbordhorn et son absence en-dessous de cette altitude; la présence de stries et de griffures sur les roches moutonnées sur les versants viégeois et rhodanien dans la région de Zeneggen-Moosalp. Ces stries ont deux directions bien distinctes: Sud-Nord pour la première direction et Sud-Est, Nord-Ouest pour la seconde. Il semble bien que ces marques d'érosion soient dues non seulement au glacier de la Viège, mais qu'elles soient également de deux générations différentes. Les premières, de direction Sud-Nord, localisées à peu près à l'altitude de Moosalp indiqueraient un stade haut du glacier viégeois lors de sa confluence avec le glacier du Rhône au Würm, et elles seraient à mettre en relation avec les éléments erratiques et les lambeaux morainiques observables à la cote 2600 m sur les flancs du Dreizehntenhorn. Les deuxièmes, situées à une altitude inférieure, aux alentours de 1750 m, près de Zeneggen, seraient dues à un stade ultérieur, le glacier des Vièges débouchant alors dans une vallée du Rhône libérée de glace, et infléchissant ensuite son cours vers l'aval à la hauteur de Viège. C'est à notre avis ce dernier stade qui serait ainsi responsable du barrage latéral des eaux intra- et extra-morainiques sur les terrasses de l'Envers

de Rarogne. Il est probable que la phase d'avancée a été très rapide. Puis après une courte station au maximum, le retrait s'amorce. Mais la masse de glace était telle que cette phase de retrait n'a commencé qu'après une période de déficit d'alimentation très longue, période durant laquelle la langue du glacier se couvre de débris. Elle devait à l'époque avoir un aspect comparable à celui des glaciers de l'Oberaar ou de Zmutt actuels. Ce phénomène d'avance rapide en période de crue et de stagnation relative en phase de retrait n'est pas inconnu. Ainsi, au cours des récurrences récentes et au cours du dernier lustre, les glaciers avançaient extrêmement rapidement, de plusieurs dizaines de mètres par an, alors qu'entre 1920 et 1965, lors du recul généralisé des glaciers dans les Alpes, les fronts ne diminuent souvent que de quelques mètres par an, les effets budgétaires positifs se répercutant plus rapidement sur les glaciers.

Cette langue glaciaire des Vièges n'effectuait presque pas de transport des matériaux et par conséquent n'a pas pu édifier de moraines importantes. Si le retrait est rapide, par interruption d'alimentation, on se trouve en présence d'un culot de glace morte. Il est naturellement impossible dans l'état actuel de nos connaissances d'attribuer des valeurs précises à ces divers phénomènes: quelle a été la vitesse de progression, quelle est la durée de fonte? Mais il semble que, pour expliquer la masse de terrasses de l'Envers de Rarogne, il faille faire intervenir une station de quelques dizaines ou centaines d'années, le temps que se forment les intercalations argilo-sableuses. L'absence d'un vallum construit à l'aval fait pencher au contraire pour une station relativement courte ou tout au moins pour un glacier peu actif fondant presque sur place. Dans l'hypothèse d'un glacier viégeois se terminant à l'Illgraben, il faut supposer un appareil avec un bassin d'alimentation énorme à l'amont. Où se situaient les glaciers du Rhône et d'Aletsch à la même époque? Rien pour l'instant ne s'oppose à une confluence avec un glacier d'Aletsch barrant la haute vallée du Rhône à l'aval de Brigue et alimentant même la langue viégeoise, bien que l'absence de preuves morphologiques, terrasses, moraines latérales, semble infirmer cette dernière hypothèse.

Cette explication tient compte à la fois de la stratigraphie des éléments, de leur pétrographie et rend compte des ripplemarks de la région d'Unterbäch, si surprenantes en plein versant. Cette façon de voir les choses a d'autre part l'avantage de permettre une parallélisation satisfaisante avec ce qui s'est passé sur l'éboulement de Sierre et sur les collines qui en ont résulté.

Y a-t-il des éléments Saas-Zermatt de type granito-gneissique et roches vertes dans la région d'Ausserberg ? Que sont devenues les moraines latérales des deux rives de ce glacier viégeois ? Où se trouvait la moraine terminale ? En aval d'Ergisch en tous cas, puisque c'est dans cette localité que se situe la dernière coupe de type kame, en amont de la cote 600 m dans la vallée d'autre part. A cette altitude s'étendait le lac de Sierre de l'époque, dans une position qui pourrait correspondre à peu près au cône de déjection actuel de l'Ilgraben. On devrait donc en retrouver les traces sous celui-ci. Mais là encore, aucune preuve morpho-stratigraphique ne nous permet de trancher avec certitude, le cône ne présentant ni une dissymétrie topographiquement marquée ni de coupe fournissant une réponse. Un fait semble sûr : l'appareil issu de la vallée des Vièges n'a pas passé sur celui du val d'Anniviers. Les terrasses d'Ergisch, situées encore à 980 m d'altitude impliquent, à quelque dix km du front supposé du glacier de la vallée du Rhône, une épaisseur de glace d'au moins 400 m, ce qui est encore énorme, la pente du fond rocheux étant presque nulle. Ces 400 m d'épaisseur sont conformes aux valeurs obtenues en utilisant la formule établie par CORBEL, $E = \sqrt{20x}$ où E = épaisseur de la glace pour un glacier en équilibre glissant sur un substratum plat, x = distance au front.

Un peu à l'aval, au débouché du val d'Anniviers, le lac de barrage de Finges est situé à 600 m d'altitude. Le glacier devait donc se terminer en biseau selon une pente assez forte de l'ordre de 10 %, chiffre important mais pas inconnu pour les glaciers du même type; ainsi la Mer de Glace actuelle, entre le Montenvers et le Chapeau, donc à proximité de son front, a une pente de 15 %.

Le seul point gênant de cette hypothèse d'une langue glaciaire s'avancant à 20 km du débouché de la vallée est l'absence d'un vallum terminal, mais cette lacune est explicable par la construction postérieure du cône de l'Ilgraben dont les déjections auraient recouvert les vallums, et par la raideur du versant gauche dominant la vallée du Rhône, sur lequel la moraine latérale des Vièges n'a pas tenu.

Le remblaiement de la marge pro-glaciaire qui suivit la phase de retrait peut expliquer en partie la morphologie de la vallée du Rhône, et notamment le seuil de Finges. La zone située en amont, bien calibrée, se présente comme une plaine relativement plate, alors qu'à l'aval, on se trouve en présence d'un seuil, souligné par le cône de l'Ilgraben et aussi à cause de celui-ci. C'est la seule section de la vallée du Rhône qui n'a pas encore, heureusement, été complètement canalisée.

Par ailleurs, il sera intéressant de voir ce que les recherches sur le

Quaternaire au Nord du Rhône valaisan peuvent apporter comme arguments pour ou contre l'hypothèse d'un glacier des Vièges de quelque 60 km de long lors du stade d'extension maximal post-würmien.

Dans le val d'Hérens, les rares coupes et dépôts qui ont été décrits permettent d'inférer une extension maximale post-würmienne qui daterait du Dryas II. Si cette phase a existé, elle correspondrait dans la vallée des Drances à un développement supérieur des glaciers issus du massif du Combin et du Mont Blanc à celui décrit par BURRI (1974). Ces appareils devaient parvenir, par analogie, jusque dans la région du verrou de Saint-Maurice, ou même au-delà.

Le glacier du vallon de Réchy atteignait à cette époque son extension maximale. Le vallum terminal se situe à la hauteur du bisse de Réchy-Vercorin, à proximité des Tsablos. Il semble donc que le glacier annivard et celui de Réchy n'aient plus conflué à ce moment et que la gorge entre le fond du val de Réchy et la plaine du Rhône résulte de l'érosion du torrent pro-glaciaire.

Mais on peut également supposer que le glacier de Réchy a atteint la vallée. Dans ce cas, la moraine des Tsablos correspondrait à la phase décrite antérieurement, que nous avons rattachée au stade Dryas III.

Dans le cas du val de Nendaz qui formerait en quelque sorte le parallèle avec le val de Tourtemagne, l'apport glaciaire était trop faible à l'époque pour qu'un glacier surcreuse le versant entre Nendaz et Isérables par exemple. Cependant quelques éléments morainiques, dans la région des Condémines et sous Isérables, permettent tout de même de déterminer la présence d'un glacier latéral confluant avec le glacier du Rhône. Le deuxième élément expliquant cette absence morainique et la faiblesse de l'érosion glaciaire au débouché de la vallée de Nendaz, réside dans le faible englacement nendard par rapport à Tourtemagne. Il est probable que la langue issue de la vallée de Nendaz arrivait «à bout de course» dans la zone de confluence.

4. Corrélations et conclusions (tabl. 6)

Selon ces différents schémas, nous aurions donc dans les vallées latérales au sud du Rhône quatre stades principaux de réenglacement. Premièrement, le plus proche de nous, avec un maximum d'extension aux alentours de 1850, appartient au stade dit de Fernau ou âge historique. Après deux maxima, l'un au début du XVII^e siècle et l'autre au milieu du XIX^e siècle, le retrait est général jusqu'à l'état actuel ou plus

Tabl. 6. Tableau synthétique des stades glaciaires de différentes régions

Reuss	Mont Blanc	Drances	Vièges	Anniviers	Hérens
(Zoller et al. 1966)	(Mayr 1969)	(Burri 1974)		(Winistörfer)	
Hist.	Fernau	Moraines élevées	Hist.	Hist.	Hist.
Göscheneralp 2700-1500 AP	Sinnig Larstig 6300 AP	— —	Extension des glaciers inférieurs à celle des stades historiques. Les moraines de ces stades sont situées à l'amont ou sous les moraines de 1850. (Röthlisberger-Schneebeli 1976).		
Wasen Göschenen (Daun)	Egesen	Interméd.	Moraines intermédiaires (Daun, 9500 AP env.)		
		Limite Holocène —	Tardiglaciaire 10 000 AP		
Erstfeld Irtschi Dryas	—	Moraines basses	10900 AP Moraines basses, à l'intérieur des vallées		
—	—	—	11800 AP 12000 AP Moraines basses, à l'extérieur des vallées (dates d'après Schlüchter)		

précisément celui des années 1962-1965, avec cependant quelques courtes phases de réavancée. Depuis, en 1974-75 notamment selon MÜLLER (1976), 50 % des glaciers alpins avancent. Comprise dans les moraines historiques, une série de fluctuations dont l'extension n'est jamais supérieure à celle que l'on a reconnue en 1850 irait de 8000 AP à nos jours. Ces diverses phases d'avancée et de retrait seraient donc toutes comprises dans les limites des arcs morainiques déposés lors de la crue du petit âge glaciaire.

Auparavant, une extension plus importante pourrait être rattachée au stade du Daun ou du Gschnitz de VOSSELER. Elle est attestée par les vallums morainiques dans la partie centrale des vallées latérales, en l'occurrence les stades de Stalden, de Vissoie, de la Luette. Dans un certain nombre de cas, les glaciers des vallées secondaires ont conflué avec les glaciers principaux. Ce stade serait l'équivalent de celui des moraines intermédiaires de BURRI (1974) dans les Drances (fig. 10).

Un troisième stade, antérieur, qu'il serait possible de raccorder au Dryas III, correspondrait dans le val des Drances au stade bas que BURRI délimite dans la région de Martigny. Il comprendrait les moraines de Viège, de Fang et celles de la région de Vex. Ce troisième stade serait l'avant-dernière grande extension post-glaciaire dans nos vallées.

Auparavant, au stade Dryas II, une poussée des appareils se serait avancée jusque dans la vallée du Rhône, l'occupant partiellement et formant une série de lacs dans la vallée en amont des glaciers et sur les versants en amont des zones de confluence.

Les corrélations posent deux problèmes:

a. L'extension des glaciers

D'une région à l'autre, les appareils présentent des différences de longueur importantes. Au Daun par exemple, par comparaison avec ce qui s'est passé dans le bassin des Drances, les glaciers de Saas et Zermatt ou d'Arolla et Ferpècle présentent des allongements qui dépassent de beaucoup l'extension de ceux du Combin ou du Mont Blanc. Par contre, les valeurs obtenues dans nos vallées sont proches de celles observées dans la vallée de la Reuss (stades de Wasen et Göschenen 15 km) (ZOLLER, 1966).

b. L'altitude atteinte par le front

Si, pour les stades Dryas II et Dryas III, il y a une concordance qui paraît bonne entre les Drances, l'Aar, la Reuss et le Valais central, la concordance entre nos vallées n'est pas parfaite. Au Dryas III, le glacier viégeois est situé vers 700 m d'altitude alors que ceux d'Anniviers ou d'Hérens stagnent vers 900 m d'altitude. La longueur reste comparable, mais l'altitude des fronts varie énormément.

Si le schéma que nous proposons s'avère exact, il serait intéressant de continuer ce genre d'étude pour les autres grandes vallées des Alpes suisses et françaises, vallées du Rhin, de la Sarine et de la Reuss, du Pô dans le val d'Aoste, Maurienne et Tarentaise enfin. Ceci pour chercher à déterminer d'une part si l'on rencontre un certain synchronisme entre ces différentes vallées et des invasions glaciaires de même amplitude, d'autre part si on retrouve des stades intermédiaires. Seule la mise en évidence de coupes stratigraphiques et palynologiques, de datation au C_{14} assez nombreuses et précises permettront d'arriver à une subdivision plus fine des phénomènes post-würmiens.

REMERCIEMENTS

Monsieur Laurent Bridel, professeur à l'Université de Lausanne a bien voulu se charger de diriger ce travail. Je suis heureux de lui exprimer ici ma gratitude.

Je remercie également Monsieur Marcel Burri, professeur à la Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne qui a, par ses conseils, suggestions et critiques, rendu possible la rédaction de ma thèse. Enfin j'adresse mes remerciements au professeur René Hantke de l'EPFZ pour ses remarques lors du colloque, à Monsieur Jean-Claude Praz et à la Murithienne (Société valaisanne de Sciences naturelles) pour le travail de rédaction et la publication.

Ouvrages cités ou consultés

- BEZINGE A. 1971. *Déglaçiation dans les vals de Zermatt et d'Hérens de 1930 à 1970*. Sect. Glaciologie Grenoble, 36 pp.
- 1976. *Vieux troncs morainiques et climat de la période holocène en Europe*. Bull. Murithienne 93: 93-109.
- BEZINGE A. et BONVIN G. 1974. *Images du climat sur les Alpes*. Bull. Murithienne 91: 27-48.
- BIELER P.L. 1975. *Etude paléoclimatique de la fin de la période quaternaire dans le bassin lémanique*. Arch. Acad. Sc. Genève 29 (1): 5-53.
- BLAVOUX B. et DRAY M. 1971. *Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais*. Rev. Géog. phys. et Géol. dyn. no 13.
- BOUET M. 1948. *L'insolation en Valais*. Bull. Murithienne 65: 82-94.
- 1950. *La pluie en Valais*. Bull. Murithienne 67: 1-22.
- 1951. *Le fœhn en Valais*. Bull. Murithienne 68: 54-74.
- BURRI M. 1955. *La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre*. Bull. Murithienne 72: 1-14.
- 1974. *Histoire et préhistoire glaciaires dans les vallées des Drances*. Egl. Geol. Helv. 67 (1).
- COOLIDGE W.A.B. 1907. *Il Monte Rosa al XVII secolo*. C.A.I. Torino.
- CORBEL J. 1962. *Neiges et glaciers*. Colin, Paris.
- FOREL F.A. 1881-1921. *Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses*. Jb. S.A.C.
- FRUH J. 1930-1945. *Geographie der Schweiz*. Band I-III. St-Gallen.
- GALIBERT G. 1960. *Evolution actuelle des «faces Nord» de la haute montagne alpine dans le massif de Zermatt*. Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest 31.
- GERBER E.K. 1959. *Form und Bildung alpinen Talboden*. Geogr. Helv. 40.
- GUTERSOHN H. 1961. *Geographie der Schweiz*. T. II: *Die Alpen*. Bern.
- HANTKE R. 1970. *Les stades tardiwürmiens sur le versant nord des Alpes suisses*. R.G.A. Grenoble 58.
- 1972. *Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen*. Eglog. Geol. Helv. 65.
- HESS H. 1904. *Die Gletscher*. Braunschweig.
- JEGERLEHNER J. 1902. *Das Val d'Anniviers, nebst einem Streifzug ins Val d'Hérens*. Bern.
- KASSER P. 1957. *Glaziologischer Kommentar zur neuen im Herbst, 1957 aufgenommenen Karte 1 : 10 000 des Grossen Aletschgletscher*. Zurich ETH.
- KINZL H. 1932. *Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in der Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe*. Zeitschr. Gletscherk. Leipzig 20: 269-397.
- LE ROY LADURIE P. 1967. *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris.
- LLIBOUTRY L. 1964-1965. *Traité de Glaciologie* t. I et II. Masson, Paris.
- LOUP J. 1965. *Pâtres et agriculteurs valaisans*. Thèse, Grenoble.

- LUTSCHG O. 1898. *Le bassin du Rhône depuis ses sources jusqu'au lac Léman*. Annuaire du Régime des Eaux. Sect. hydrom. Bern.
- 1926. *Beobachtungen über das Verhalten des Verstossenden Allalingletschers im Wallis*. Zeitschr. für Gletscherkunde 3.
- 1926. *Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge*. Serv. Meteo Zurich.
- MARIETAN I. 1952. *Aux glaciers de Ferpècle et du Mont Miné*. Bull. Murithienne 69: 93-96.
- 1952. *Les routes et les chemins du Valais*. Bull. Murithienne 69: 10-30.
- MARKGRAF V. 1969. *Moorkundliche und Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an einem Moorsee an der Waldgrenze im Wallis*. Botan. Jb Stuttgart 89: 1-63.
- MAYR F. 1964. *Untersuchungen über Aussmass und Folgen der Klima und Gletscherschwankungen seit dem Beginn des postglazialen Wärmezeit. Ausgewählte Beispiele aus den Stubai Alpen im Tirol*. Zeitschr. für Geomorphologie Berlin. Neue Folge 8: 257-285.
- 1969. *Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes*. Zeitschr. für Geomorphologie, suppl. no 8.
- MERCANTON P. 1918-1951. *Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses*. Jb S.A.C.
- 1911. *L'écoulement du glacier d'Arolla de 1908-1909*. Bull. Soc. vaudoise Sc. Nat.
- MESSERLI B. et al. 1975. *Die schwankungen des unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter*. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimatgeschichte. Zeitschr. für Gletscherk. und Glazialgeol. XI: 3-110.
- MULLER F. et al. 1976. *Firn und Eis der Schweizer Alpen*. ETH Zurich.
- ONDE H. 1952. *La région de Grächen*. Bull. Murithienne 69: 104-107.
- 1954. *La cluse alpestre du Rhône, le coude de Martigny et l'X valaisan*. Bull. Murithienne 71: 65-79.
- 1955. *Au pays du Haut Rhône*. Ann. fac. Lettres Aix, 29.
- PENCK A. et BRÜCKNER E. 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- RENAUD A. et al. 1951-1960. *Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses*. Jb S.A.C.
- ROTEN M. 1964. *Recherches microclimatiques sur la vallée du Rhône en Valais*. Thèse, Lettres, Fribourg.
- RÖTHLISBERGER F. 1976. *Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla in 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte*. Die Alpen, Zeitschr. SAC 52 (3/4): 59-152.
- SCHLUCHTER Ch. 1976. *Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern*. Mat. Carte Géol. de la Suisse, Bern.
- SCHNEEBELI W. 1976. *Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes in 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte*. Die Alpen, Zeitschr. S.A.C. 52 (3/4): 5-57.
- STAUB R. 1934. *Grundzüge und Probleme alpine Morphologie*. Mém. Soc. Helv. vol. 69.
- STAUB W. et MACHATSCHKE F. 1927. *Morphologie Untersuchungen im Wallis*. Egl. Geol. Helv. 20 (3).

- STAUB W. 1927. *Über die Verbreitung von Heidengräbern am Ausgange des Vispertales und des Turmmanntales im Wallis*. Schweiz. Ges. Urgesch. 18, Aarau.
- 1928. *Die höchste Eis-Schliffgrenze und die ältesten Talbodenreste am Ausgange der Vispertäler*. Egl. Geol. Helv. 21 (2).
- UTTINGER H. 1949. *Les précipitations en Suisse de 1901 à 1940. + Carte pluviométrique de la Suisse au 1 : 500 000*. Centr. Meteo. Zurich.
- VEYRET P. 1972. *Les Alpes*. PUF, Paris.
- VIVIAN R. 1975. *Les glaciers des Alpes occidentales*. Thèse Grenoble. 513 pp.
- WOLDSTEDT P. 1954. *Das Eiszeitalter T. I-III*. Stuttgart.
- ZAGWIJN W.H. 1963. *Pleistocene stratigraphy in the Netherlands based on changes in vegetation and climate*. Netherlands Geol. Survey.
- ZOLLER H., SCHINDLER C. et ROTH LISBERGER H. 1966. *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorder-rheingebiet*. Ver. Naturforsch. Ges. Basel 77: 97-164.

Cartes utilisées

- CN au 1 : 25 000: 1286 St-Léonard, 1287 Sierre, 1306 Sion, 1307 Vissoie, 1308 St-Nicolas, 1326 Rosa-Blanche, 1327 Evolène, 1328 Randa, 1329 Saas, 1347 Matterhorn, 1348 Zermatt, 1349 Monte-Moro.
- CN au 1 : 50 000: 273 Montana, 274 Visp, 283 Arolla, 284 Mischabel.
- Atlas Siegfried: 481 St-Léonard, 482 Sierre, 486 Sion, 487 Vissoie, 496 Visp, 500 St-Nicolas, 528 Evolène, 531 Matterhorn, 532 Zermatt, 533 Mischabels, 534 Saas, 536 Monte-Moro.
- Cartes géologiques au 1 : 25 000, Mat. pour Carte géol. de la Suisse, Bern.
- Feuilles d'Atlas: 29 Zermatt (BEARTH P. 1953), 30 Monte-Moro (BEARTH P. 1954), 31 Saas (BEARTH P. 1954), 43 Randa (BEARTH P. 1964).
- Carte au 1 : 550 000 no 6 de l'Atlas de la Suisse: *La Suisse durant la dernière période glaciaire* (JÄCKLI H. 1970). Serv. topogr. fédéral, Bern.

Cartes établies

- Cinq cartes au 1 : 50 000 (réduites) «Paléogéographie»:
Glaciers rocheux; Etat des glaciers lors des Crues Historiques; Etat des glaciers au «Daun»; Etat des glaciers au Dryas III; Etat des glaciers au Dryas II.
- Trois cartes au 1 : 50 000 (réduites) «Phénomènes de morphologie glaciaire»:
Hérens; Anniviers; Zermatt.
- Deux cartes au 1 : 200 000 (réduites):
Taux d'englacement actuel; Taux d'englacement au Daun.

